

Региональная геология

УДК 551.21+550.42(51)

<https://doi.org/10.26516/2541-9641.2024.2.16>

Корневые структуры Даригангского и Витимского вулканических полей Японско-Байкальского геодинамического коридора: Соотношения источников позднекайнозойских магматических расплавов и современных локальных низкоскоростных аномалий в верхней мантии

С.В. Рассказов^{1,2}, И.С. Чувашова^{1,2}, Т.А. Ясныгина¹, Е.В. Саранина^{1,3}

¹Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия

²Иркутский государственный университет, г. Иркутск, Россия

³Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск, Россия

Аннотация. На Даригангском вулканическом поле Юго-Восточной Монголии в последние 14 млн лет в основном извергались расплавы базальтов и тефритов с содержанием MgO 5–11 мас. % и отношением La/Yb 7–40 – производные мантийной области перехода от астеносферы к литосфере. Особую роль играли базанитовые выплавки с высоким содержанием MgO (11–15.8 мас. %) и фонотефритовые с высоким отношением La/Yb (40–54). Часть базанитов извергалась во временном интервале 10–5 млн лет назад при плавлении материала остаточного слэбового источника с высокой потенциальной температурой ($T_p = 1489$ °C), другая часть – около 4–3 млн лет назад при плавлении ОИВ-подобного источника при T_p до 1423 °C. Фонотефриты генерировались при низкой температуре в результате дегазации мантийных флюидов в четвертичное время. Для источников базанитов и фонотефритов получены Rb-изотопные оценки возраста, соответственно, 4.47 и 4.45 млрд лет протомантии и оценки 3.11 и 2.74 млрд лет назад модифицированной мантии. Мы предполагаем, что четвертичная дегазация мантийных флюидов с извержениями фонотефритов на Даригангском вулканическом поле отражается в генерации локальной Восточно-Монгольской аномалии низких скоростей поперечных волн в верхней мантии на юго-западном фланге Японско-Байкальского геодинамического коридора, и что подобный механизм четвертичной дегазации мантийных флюидов повлек за собой формирование локальной Северо-Байкальской низкоскоростной корневой структуры Витимского вулканического поля в осевой части геодинамического коридора. Высоко-Mg породы (базаниты и пикробазальты) последнего вулканического поля за последние 16 млн лет сместились относительно корневой структуры на 300 км.

Ключевые слова: базальт, базанит, кайнозой, Азия, Монголия, Китай, Японско-Байкальский геодинамический коридор, мантия, астеносфера, литосфера.

Root structure of the Dariganga and Vitim volcanic fields of the Japan-Baikal geodynamic corridor: Relationships between sources of Late Cenozoic magmatic melts and modern local low-velocity anomalies in the upper mantle

S.V. Rasskazov^{1,2}, I.S. Chuvashova^{1,2}, T.A. Yasnygina¹, E.V. Saranina^{1,3}

¹Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, Russia

²Irkutsk State University, Irkutsk, Russia

³Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS, Irkutsk, Russia

Abstract. In the Dariganga volcanic field of southeastern Mongolia, mainly basalt and tephrite melts with a MgO content of 5–11 wt. % and La/Yb ratio 7–40, derived from the mantle region of transition from the asthenosphere to the lithosphere, erupted in the last 14 million years. Basanite melts with a high MgO content (11–15.8 wt. %) and phonotephrite melts with a high La/Yb ratio (40–54) played a special role. Some basanites erupted after melting of the material of a residual slab source with a high potential temperature ($T_p = 1489\text{ }^\circ\text{C}$) in the time interval of 10–5 million years ago, others due to melting of an OIB-like source at T_p up to $1423\text{ }^\circ\text{C}$ about 4–3 million years ago. Phonotephrites resulted from low-temperature degassing of mantle fluids during the Quaternary. For the sources of basanites and phonotephrites, Pb-isotope age estimates yield age estimates for the protomantle (4.47 and 4.45 Ga, respectively) and age-modified mantle (3.11 and 2.74 Ga, respectively). We suggest that Quaternary degassing of mantle fluids with phonotephrite eruptions in the Dariganga volcanic field is reflected in the generation of the local East Mongolian anomaly of low S-wave velocities in the upper mantle on the SSW flank of the Japan-Baikal geodynamic corridor and that similar mechanism of Quaternary degassing of mantle fluids is responsible for the formation of the local North Baikal low-velocity root structure of the Vitim volcanic field at the axial part of the geodynamic corridor. High-Mg rocks (basanites and picrobasalts) of the latter volcanic field has been shifted relative to the root structure by 300 km in the last 16 million years.

Keywords: Basalt, basanite, Cenozoic, Asia, Mongolia, China, geodynamics, asthenosphere, lithosphere.

Постановка вопроса

Попытки определить кайнозойское абсолютное движение Евразии предпринимались уже в 1980-х гг., исходя из следов горячих пятен и механизмов очагов землетрясений на границах литосферных плит. В системе плит, движущихся относительно неподвижной Антарктиды, Евразия либо оставалась неподвижной, либо смещалась со скоростью не более $1\text{ см}\times\text{год}^{-1}$. В работах разных авторов допускались различные варианты направления движения (De Merts et al., 1990, 1994; и др.). Позже в качестве показателя направления движения Азии и Европы использовалась вулканическая миграция, исходя из предположения о движении Евразии над глубинными горячими струями. В работах (Расказов, 1991, 1994) предполагалось субширотное движение Азии с запада на восток в последние 20 млн лет со средней скоростью около $0.8\text{ см}\times\text{год}^{-1}$. Это направление было согласовано с подобным движением Западной Европы. Предполагалось также субмеридиональное направление движения Азии. В качестве аргумента служило смещение вулканизма позднего мела и кайнозоя в направлении с юга на север, выявленное в Центральной Монголии (Девяткин, 1981). Эта временная вулканическая прогрессия была генерализована для обозначения сложных движений литосферы над

предполагаемым плюмом, фиксированным в мантии (Ярмолюк и др., 2007).

Позже на основе синтеза данных о пространственно-временной вулканической эволюции, движении литосферы и скоростях мантии в Байкало-Монгольском регионе была предложена комплексная модель глубинной динамики Азии, предполагающая важную роль расплавных аномалий переходной зоны мантии 410–660 км: Гобийской, Байкальской и Северо-Забайкальской. Переходный слой был нарушен нижнемантийными потоками в начале новейшего геодинамического этапа (в начале позднего мела) вследствие лавинового обрушения слэбового материала, стагнировавшего под сомкнутыми фрагментами Солонкерского, Урало-Монгольского палеоокеанов и Монголо-Охотского залива Палеопацифика. На новейшем геодинамическом этапе Азия вовлекалась в ЗСЗ–ВЮВ движение с движением Тихоокеанской плиты в противоположном направлении и с субдукцией под Азию. Гобийская расплавная аномалия обеспечила противоток движения материала в ослабленной верхнемантийной области, связанный с откатом дуги Японских островов и раскрытием Японского моря. Такая динамика привела к формированию Хонсю-Корейской флексуры Тихоокеанской плиты. Подобная Северо-Забайкальская ослабленная область верхней мантии была связана с

формированием Хоккайдо-Амурской флексуры Тихоокеанского слэба, образовавшийся за счет постепенного опускания материала плиты в переходную мантийную зону в направлении конвергенции Азии и Тихоокеанской плиты. Ранне-среднемиоценовая структурная перестройка мантийных процессов в Азии привела к развитию верхнемантийных низкоскоростных доменов, связанных с развитием рифтов и орогенов. Механизм растяжения литосферы в Байкальском рифте явился следствием девиаторного течения мантийного материала, инициированного под движущейся литосферой Байкальской расплавленной аномалией переходного слоя. В то же время, механизм сокращения литосферы Хангайского орогена сработал при усилении в ней тектонических напряжений в результате их трансляции из зоны Индо-Азиатского взаимодействия по маловязкой мантии Гобийской расплавленной аномалии (Rasskazov, Chuvashova, 2017).

Данные спутниковой геодезии свидетельствуют о современном движении всей Восточной Азии с ЗСЗ на ВЮВ со скоростью около $3 \text{ см} \times \text{год}^{-1}$. при встречном движении Тихоокеанской плиты со скоростью около $8 \text{ см} \times \text{год}^{-1}$. Подобное направление движения реконструируется по соотношению кайнозойских вулканических полей с верхнемантийными локальными низкоскоростными аномалиями (Рассказов, Чувашова, 2018; ссылки в этой работе). Со времени опубликования первой сейсмотомографической модели S-волн с высоким разрешением для верхней мантии Азии (глубина до 400 км) (Yanovskaya, Kozhevnikov, 2003) и ее начальной интерпретации в сопоставлении с пространственно-временным распределением кайнозойского вулканизма (Рассказов и др., 2003) в печати появились многочисленные варианты волновой глубинной скоростной структуры этой территории. Часть моделей детализировала сейсмические скорости на малых глубинах верхней мантии и коры (Мордвинова и др., 2007, 2016, 2019; Barruol et al., 2008), но большинство новых построений охватывало глубокие уровни мантии (700 км и более) (Wei et al., 2012; Koulakov, Bushenkova, 2010; Кожевников и др., 2014; и др.). В углубленных моделях локальные

аномалии верхней мантии сглаживались. Для сопоставления с пространственно-временной эволюцией кайнозойского вулканизма такие модели не имеют перспективы.

Пространственно-временные закономерности развития позднекайнозойского вулканизма Центральной и Восточной Азии согласуются с глубинной волновой структурой мантии в Японско-Байкальском геодинамическом коридоре (ЯБГК). Геодинамический коридор протягивается от зоны задугового спрединга Японского моря во внутреннюю часть Азии и характеризуется латеральными ограничениями, за которыми скорость движений вдоль него равна нулю. Максимальная скорость движения материала (V_{\max}) создается вдоль оси коридора. К краям коридора и вдоль него скорость движения уменьшается. По встречному движению стабильной Азии и Тихоокеанской плиты (азимут 300°) определяется основное ЗСЗ–ВЮВ направление геодинамического коридора. Относительное увеличение скорости движения материала выражается в возникновении сил его затягивания от периферии к оси. При ЗСЗ простирации коридора такие силы приводят к образованию субмеридиональных и субширотных зон трансенсии в литосфере. Разрывы растяжения в зонах трансенсии ориентируются в целом по направлению минимального тектонического напряжения, создающегося силой затягивания, и должны простираться в идеальном случае на ССВ фланге коридора – на северо-восток и на ЮЮЗ фланге – на северо-запад.

Витимское и Шкотовско-Шуфанское вулканические поля осевой части ЯБГК характеризуются начальными извержениями высоко-Mg (пикрбазальтовых и базанитовых) магматических расплавов около 16–15 млн лет назад, которые обозначили импульс адиабатического поднятия горячего материала. Позже вулканизм этих полей продолжался извержениями менее магнезиальных выплавов, генерировавшихся при меньших температурах. За последние 15 млн лет Витимское и Шкотовско-Шуфанское вулканические поля сместились, относительно локальных верхнемантийных Северо-Байкальской и Мурадзянской низкоскоростных аномалий S-волн, приблизительно на 300 км.

Направление движения согласуется с данными спутниковой геодезии о современном движении Азии. Динамика ЯБГК отчетливо отражается в контроле угловой трансенсией чередующихся позднекайнозойских импульсных вулканических извержений на осевом Витимском поле и Удоканском поле ССВ фланга ЯБГК (Chuvashova et al., 2017; Рассказов, Чувашова, 2018).

Даригангское вулканическое поле (ДВП) находится на ЮЮЗ фланге ЯБГК. С одной стороны, вулканическая активность этого поля продолжалась на протяжении позднего кайнозоя без признаков пространственно-временной миграции, с другой стороны, этому полю пространственно соответствует локальная верхнемантийная Восточно-Монгольская низкоскоростная аномалия S-волн. В модели (Yanovskaya, Kozhevnikov, 2003)

она отклоняется с глубины 250 км на глубину 200 км в направлении с ЮЮЗ на ССВ. На глубине 250 км аномалия вытянута в СВ направлении и простирается до оси ЯБГК. Ее СЗ граница пространственно соответствует Тамцагской зоне трансенсии, а ВЮВ граница проходит субпараллельно Главному гравитационному линеаменту восточной окраины Азии со смещением к западу более чем на 200 км. В вышележащей литосфере образовалась Тамцагская впадина, протягивающаяся от ДВП до оси ЯБГК в направлении с ЮЗ на СВ. В целом вулканизм Даригангского поля локализован в области перехода от верхнемантийной (ЮЮЗ–ССВ) Восточно-Монгольской низкоскоростной аномалии к деформационной (ЮЗ–СВ) Тамцагской литосферной структуре (рис. 1).

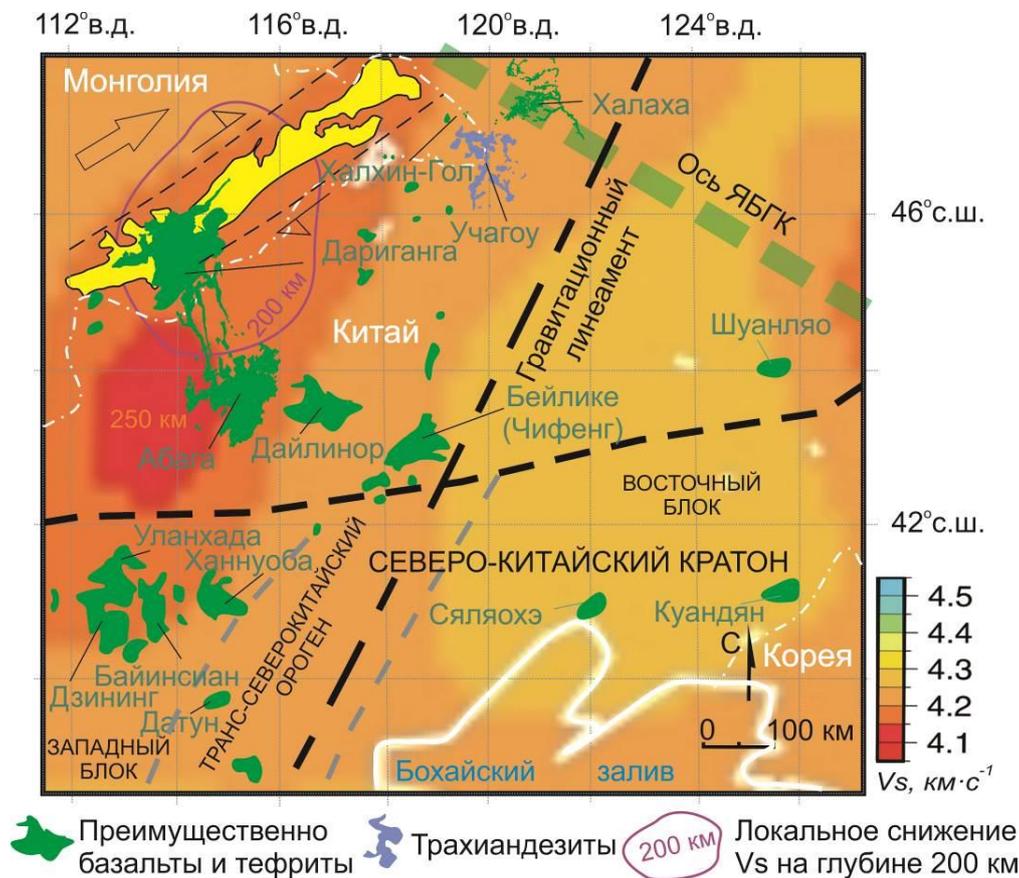


Рис. 1. Схема пространственного распределения кайнозойских вулканических полей Юго-Восточной Монголии и сопредельного Китая относительно оси ЯБГК, Восточноазиатского Главного гравитационного линеамента и Тамцагской зоны трансенсии. В качестве фона используется изображение V_s уровня глубины 250 км (Yanovskaya, Kozhevnikov, 2003).

Fig. 1. Scheme of spatial distribution of Cenozoic volcanic fields in Southeast Mongolia and adjacent China relative to the JBGCA axis, East Asia Major Gravity Lineament, and Tamtsag transtension zone. The V_s image of 250 km depth level (Yanovskaya, Kozhevnikov, 2003) is used as a background.

Около 15–16 млн лет назад, когда высоко-Mg магмы извергались на Витимском и Шкотовско-Шуфанском вулканических полях. Какие-либо подобные высоко-Mg расплавы на Даригангском вулканическом поле отсутствовали, но они проявились в ходе последующей эволюции вулканизма (Чувашова и др., 2012). Непосредственная пространственная связь ДВП с локальной верхнемантийной Восточно-Монгольской низкоскоростной аномалией S-волн (рис. 1) и различие времени проявления высоко-Mg осевого вулканизма Витимского и Шкотовско-Шуфанского вулканических полей ЯБГК и флангового вулканизма ДВП отражает латеральную смену глубинной геодинамики этой структуры от оси на ее ЮЮЗ фланг. Возникает вопрос о происхождении локальных аномалий низких скоростей S-волн. Почему такие аномалии современной верхней мантии оказались совмещенными с ДВП на ЮЮЗ фланге ЯБГК и смещенными на 300 км от выходов вулканических извержений в его осевой части?

При изучении радиогенных изотопов в океанических базальтах появилась гипотеза о разделении мантии на верхнюю часть, обедненную несовместимыми элементами в результате экстракции частичных расплавов, и нижнюю часть, сохранившую первородный состав (Allègre, 1997, 2002). Нижняя мантия рассматривалась как источник плюмов, поднимающихся от основания конвектирующей системы (т.е. границы ядро–мантия). В пионерной работе по Sr изотопам вулканических пород Гавайских островов их источник первоначально интерпретировался с участием недифференцированного мантийного компонента (Chen et al., 1983). В последующих работах по разным изотопным системам был сделан вывод о преобладании материала, привнесенного в глубокую мантию в результате древней субдукции. Среди глобальных компонентов силикатной мантии Земли, определенных по радиогенным изотопам Pb, Nd и Sr (Zindler and Hart, 1986), наиболее типичным для нижне-мантийных (плюмовых) источников считается резервуар HIMU (высокое μ , высокое $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$) (Hart, Gaetani, 2006; Jackson et al., 2018). В глубоких резервуарах, изолированных от конвектирующей мантии на протяжении всей истории Земли,

сохраняются первичные соотношения изотопов благородных газов. Вторичная природа плюмового материала подтверждается не только радиогенными, но и стабильными изотопами (Allègre, 1997, 2002; Hofmann, 1997; White, 2015). О характере источников кайнозойских вулканических пород Азии имеются многочисленные и крайне противоречивые гипотезы (Song et al., 1990; Zhi et al., 1990; Basu et al., 1991; Zartman et al., 1991; Tatsumoto et al., 1992; Zou et al., 2000; Рассказов и др., 2002, 2011, 2012; Rasskazov et al., 2010, 2020a,b; Choi et al., 2006; Chen et al., 2007; Ho et al., 2008; Savatenkov et al., 2010; Kuritani et al., 2013; Fan et al., 2014; Chen et al., 2015; Zhang and Guo, 2016; Chuvashova et al., 2017a,b; Zhang et al., 2018; Zhao et al., 2020).

Проблема источников континентального мантийного магматизма касается происхождения и возраста протолитов, формировавшихся в течение всей истории Земли со времени ее возникновения в Солнечной системе. Наилучшее приближение к первичному веществу силикатной мантии Земли дает состав, соответствующий хондриту, а также Pb-изотопный возраст материала протолита глубинного источника вулканических пород, приближающийся к метеоритной геохронологии события CAI (Ca–Al inclusions) 4.5673 млрд лет назад. С точки зрения радиоизотопной оценки времени инкубации каждого исходного протолита интерпретация состава вулканических пород приобретает смысл компонента геологической истории Земли. Отсутствие в Азии позднефанерозойских пород с высокими значениями $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ предполагает отсутствие континентального резервуара конечного члена HIMU в азиатских мантийных доменах, в которых выделяются компоненты LOMU (низкий μ) и ELMU (повышенный μ). Происхождение LOMU связывается с существованием гадейского магматического океана, затвердевшего 4.54–4.51 млрд лет назад, а ELMU – с запаздыванием его затвердевания до 4.44 млрд лет назад. Для пород вулканических полей Азии определены мантийные компоненты широкого возрастного диапазона ранней, средней и поздней мантийных геодинамических эпох Земли (Rasskazov et al., 2020a).

Петрохимические данные детального опробования ДВП, выполненного А.Я. Салтыковским и Ю.С. Геншафтом (1985), показывают относительно равномерное распределение пород умеренной и высокой щелочности. Между тем, высокомагнезиальные породы (базаниты, $MgO = 11.0\text{--}15.8$ мас. %) распределяются неравномерно и концентрируются в линейных зонах, выделяющихся на фоне умеренно-Mg пород ($MgO = 5.0\text{--}11.0$ мас. %). Распределение базанитов отражает неравномерное пространственное проявление высокотемпературного фактора глубинного магмообразования под ДВП (Чувашова и др., 2012).

В настоящей работе приводятся результаты исследований пород ДВП не только с высоким содержанием MgO , но и с высоким отношением La/Yb . В связи с постановкой вопроса о природе локальных низких скоростей S-волн в современной верхней мантии мы обращаем внимание еще на пространственно неравномерный процесс, выражающийся в низкотемпературных геохимических

признаках вулканических пород. Целью настоящей работы является определение корневой структуры вулканического поля Дариганга по мантийным составляющим высокотемпературного (адиабатического) и низкотемпературного (флюидного) факторов магмогенерации.

Общая характеристика ДВП и его положение в геологической структуре

Вулканические породы Дариганги занимают территорию Монголии, сопредельную с территорией Китая. В монгольской части поля насчитывается более 200 шлако-лавовых построек. По их пространственному распределению вулканическое поле разделяется на два сегмента: северо-западный, в котором вулканы имеют линии северо-восточной ориентировки (азимут 45°), и юго-восточный, в котором линии вулканов слегка отклоняются и приобретают направленность на восток-северо-восток (азимут 70°) (рис. 2).

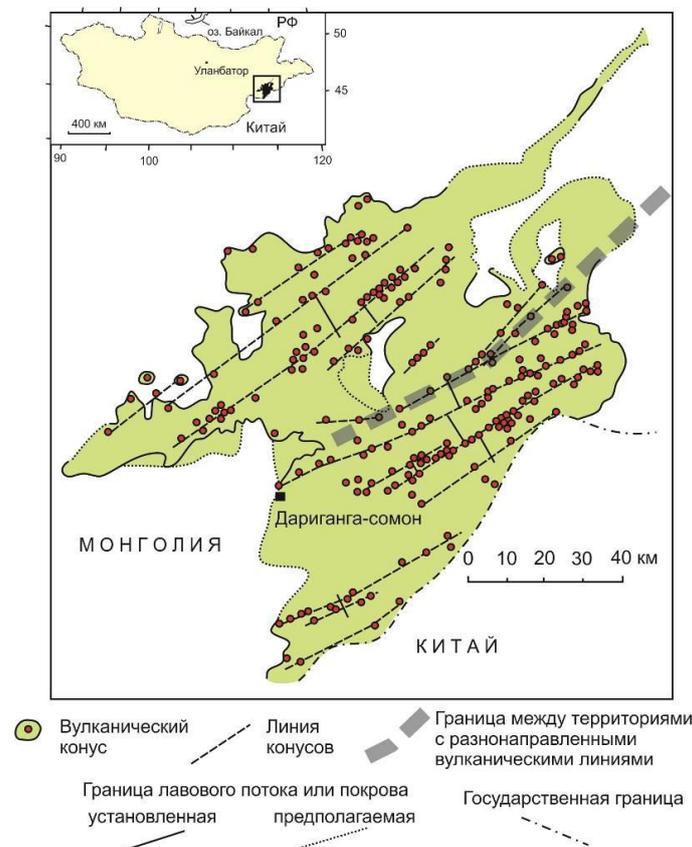


Рис. 2. Схема пространственного распределения вулканических построек ДВП (Влодавец, 1955) с дополнениями.

Fig. 2. Scheme of spatial distribution of volcanic edifices in the Dariganga volcanic field. Modified after Vlodavets (1955).

В сопредельном Китае обозначалось вулканическое поле Абага (Zhou et al., 1988) или Дайлинор (Liu et al., 2001). В недавних публикациях эта вулканическая территория была разделена на два крупных вулканических фрагмента с собственными названиями Абага и Дайлинор (Hueiternngshilii) (Ho et al., 2008; Chen et al., 2015; Zhang, Guo, 2016; Sun, Li, 2023). Вулканическая полоса Дариганга-Абага-Дайлинор шириной около 100 км протянулась в ССЗ–ЮЮВ направлении на расстояние более 350 км (рис. 1).

Вулканизм Дариганги, Абаги и Дайлинора пространственно тяготеет к Солонкерской сутуре, обозначающей след Солонкерского палеоокеана, закрывшегося в позднем палеозое (Şengör, Natal'in, 1996). В мезозое и

кайнозое территория опускается с развитием бассейна Тамцаг – структурной единицы системы бассейнов Южной и Средней Гоби (Нагибина, 1975; Нагибина и др., 1977). Юго-восточный сегмент ДВП перекрывает поднятие хребта Нукут-Дабан, протянувшееся на северо-восток вдоль границы Монголии и Китая. Северо-западный сегмент находится между впадинами Онгон и Тамцаг. Последняя развивается вдоль хребта Нукут-Дабан как предгорная структура (рис. 3). Фундамент впадины опускается в среднем плейстоцене. До этого обломочный материал поступает в Тамцагский бассейн с юга (из Китая), через район будущего хребта Нукут-Дабан (Сырнев и др., 1986).

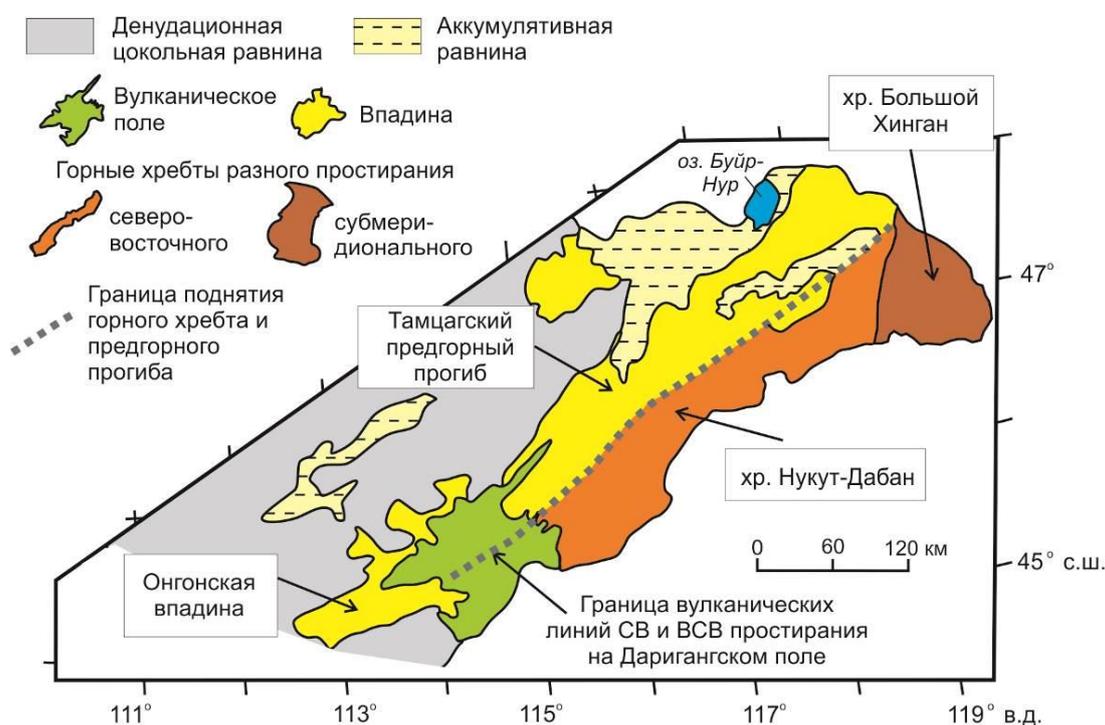


Рис. 3. Положение ДВП в новейшей структуре юго-востока Монголии. Схема И.П. Сырнева (1982) с изменениями. Граница областей с разнонаправленными вулканическими линиями ДВП (рис. 1) показана как продолжение границы поднятого хребта Нукут-Дабан и опущенной предгорной Тамцагской впадины.

Fig. 3. Neotectonic setting of the Dariganga volcanic field in Southeast Mongolia. The scheme is modified after Syrnev (1982). The boundary of areas with differently directed volcanic lines in the Dariganga field (Fig. 1) is shown as a continuation of the boundary between the uplifted Nukut-Daban range and subsided Tamtsag foot-mountain basin.

Аналитические методы

Главные оксиды вулканических пород определяли классическими химическими методами (Сизых, 1985). Микроэлементы измеряли методом ИСП-МС с использованием квадрупольного масс-спектрометра Agilent

7500се. Химическую пробоподготовку проводили по методике, описанной Т.Я. Ясныгиной и др. (2015). Воду и кислоты дважды очищали с помощью систем очистки Savillex DST-1000. Для калибровки результатов измерений использовали многоэлементные стандартные растворы. В качестве внутренних

стандартов вводили In и Bi. Для контроля точности анализа использовали международные сертифицированные стандартные образцы BHVO-2, AGV-2, JA-2, DNC-1a.

Вулканические породы датировали K–Ar методом по методике (Рассказов и др., 2000). Радиогенный аргон измеряли на масс-спектрометре МИ-1201, перестроенном на 2 канала, с одновременным измерением масс ^{40}Ar и ^{36}Ar при плавлении дробленого базальтового материала (фракция 0.5–3.0 мм) в реакторе. Калий измеряли методом пламенной фотометрии в трех аликвотах истертой пробы.

Анализ изотопов свинца проводили на масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой на мультиколлекторном масс-спектрометре Neptune Plus (MC-ICP-MS). Подготовка проб для измерений изотопов Pb приведена ранее (Rasskazov et al., 2020b). В период измерений отношения изотопов свинца эталонного материала SRM NBS-981 составили: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.9377 \pm 14$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.4922 \pm 25$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.6941 \pm 35$ (2 σ).

Петрогенетические группы вулканических пород ДВП

На диаграмме La/Yb – MgO (рис. 4) и в табл. 1 вулканические породы Дариганги разделяются на 6 петрогенетических групп. В породах I группы содержание MgO находится в пределах 6–8 мас. %, La/Yb отношение – в интервале 40–54. В породах II группы содержание MgO увеличивается, относительно содержания гр. I, до 8–9 мас. % при уменьшении La/Yb отношения до диапазона 40–47. В породах III и IV групп La/Yb отношение снижается до значений 25–40. В группе III содержание MgO находится в диапазоне 6.5–9.5 мас. %, в группе IV – в диапазоне 11.0–15.8 мас. %. В породах IV, V и VI групп содержание MgO ступенчато снижается от интервала 11.0–15.8 мас. % через интервал 5.5–10.6 мас. % до интервала 6.7–8.1 мас. % с соответствующим уменьшением La/Yb от интервала 25–40 через интервал 18–25 к интервалу 7–18.

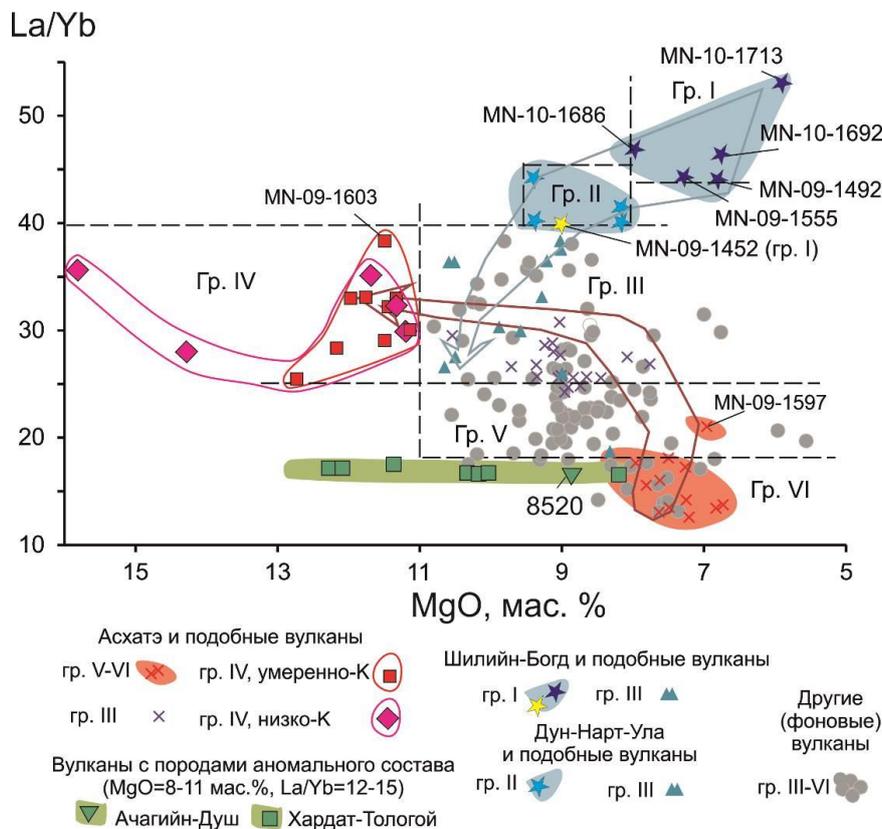


Рис. 4. Петрогенетическое группирование вулканических пород Дариганги на диаграмме La/Yb – MgO. Фигуративные точки пород, смещенные от продуктов ранних извержений к поздним, показаны серой стрелкой для вулканов Шилийн-Богд, Дун-Нарт-Ула и им подобных и темно-коричневой стрелкой для вулканов Асхатэ и им подобных. Условные обозначения пород вулканов Шилийн-Богд и Асхатэ соответствуют обозначениям точек отбора проб, показанных на профилях рис. 6б и 8б.

Fig. 4. Petrogenetic grouping of Dariganga volcanic rocks on the La/Yb vs MgO diagram. Data point, shifted from early to late eruptive products, are shown by a gray arrow for the Shiliin-Bogd, Dun-Nart-Ula, and similar volcanoes and by a dark brown arrow for the Askhate and similar volcanoes. Symbols of data points of rocks from the Shiliin-Bogd and Askhate volcanoes correspond to those in sampling sites shown on the profiles of Figs 6b and 8b.

Т а б л и ц а 1

Петрогенетические группы вулканических пород ДВП

Table 1

Petrogenetic groups of Dariganga volcanic rocks

Группа	Породы	MgO, мас. %	La/Yb
I	тефриты, фонотефриты, трахиандезибазальты	6–8	40–54
II	тефриты, трахибазальты	8–9	40–47
III	тефриты	8.6–11.0	25–40
IV	базаниты	11.0–15.8	25–40
V	трахибазальты, базальты	5.5–10.6	18–25
VI	базальты	6.7–8.1	7–18

Т а б л и ц а 2

Петрогенные оксиды (мас. %) и микроэлементы (мкг/г) в представительных образцах групп I–VI вулканических пород Дариганги

Table 2

Major oxides (wt. %) and trace elements (ppm) in representative samples of volcanic rocks – groups I–VI from Dariganga

№ п/п	1	2	3	4	5
№ образца	Mn-10-1686	Mn-09-1583	Mn-09-1569	Mn-09-1611	Mn-10-1726
Группа	I	II	III	III	IVa
SiO ₂ , мас. %	45.98	43.42	47.00	45.60	43.71
TiO ₂	2.77	3.59	2.80	2.80	2.91
Al ₂ O ₃	12.86	12.38	12.37	12.18	9.65
Fe ₂ O ₃	3.89	4.03	5.58	4.69	4.72
FeO	7.93	8.76	6.74	7.45	7.48
MnO	0.15	0.18	0.15	0.15	0.16
MgO	7.98	9.39	9.81	9.71	15.81
CaO	7.77	9.57	7.64	9.41	8.54
Na ₂ O	4.90	4.64	3.39	3.30	3.36
K ₂ O	3.04	1.20	2.14	2.00	0.80
P ₂ O ₅	1.02	1.13	0.91	0.73	0.84
H ₂ O ⁻	0.21	0.19	0.23	0.39	0.33
H ₂ O ⁺	0.91	1.58	0.77	1.73	1.59
Сумма	99.65	100.06	99.53	100.14	100.09
Sc, мкг/г	13.8	22.0	31.8	23.8	19.9
V	168	265	229	209	239
Cr	338	289	360	286	739
Co	45	68	53	61	104
Ni	242	236	441	243	589
Rb	59.2	13.4	35.3	36.6	30.0
Sr	1367	1396	1134	1024	801
Y	31.1	39.5	37.3	25.8	23.4
Zr	366	451	470	258	206
Nb	107	126	88	62	62
Cs	0.99	0.94	0.91	0.29	0.12
Ba	860	920	761	526	330
La	78	87	59	39	40
Ce	152	169	115	80	49
Pr	17.0	19.2	12.5	9.2	6.0
Nd	66	74	55	39	27
Sm	12.8	15.7	10.9	8.7	6.3
Eu	4.2	4.8	3.4	2.7	2.2
Gd	11.7	13.6	9.9	7.8	6.4
Tb	1.4	1.8	1.3	1.1	0.8
Dy	8.0	9.2	6.5	5.0	5.1
Ho	1.1	1.4	1.1	1.0	0.8
Er	2.7	3.4	2.5	2.1	2.0

Yb	1.7	2.2	1.5	1.5	1.1
Lu	0.19	0.26	0.18	0.25	0.18
Hf	8.3	9.5	9.4	5.3	3.4
Ta	6.5	6.8	5.0	3.7	1.8
Pb	5.8	5.6	4.8	4.6	1.7
Th	11.5	11.1	7.4	4.9	3.4
U	2.31	2.24	1.86	1.32	0.11

Окончание табл. 2

№ п/п	6	7	8	9
№ образца	Mn-09-1573	Mn-09-1597	Mn-09-1402	Mn-09-1406
Группа	IVб	V	VI	VI
SiO ₂ , мас. %	47.08	48.29	49.58	49.60
TiO ₂	2.57	2.80	2.91	2.64
Al ₂ O ₃	12.00	13.64	13.21	13.25
Fe ₂ O ₃	2.05	2.58	1.97	2.18
FeO	9.63	8.84	9.43	9.57
MnO	0.17	0.15	0.15	0.13
MgO	12.16	6.96	7.80	7.63
CaO	8.34	9.25	8.46	9.09
Na ₂ O	3.30	3.62	3.33	3.28
K ₂ O	1.77	1.73	1.61	1.21
P ₂ O ₅	0.58	0.69	0.58	0.43
H ₂ O ⁻	0.10	0.69	0.08	0.13
H ₂ O ⁺	0.74	0.78	0.74	0.76
Сумма	100.49	100.02	99.85	99.90
Sc, мкг/г	22.0	20.9	25.1	22.1
V	245	211	230	204
Cr	452	171	207	216
Co	64	48	58	51
Ni	457	160	189	174
Rb	29.5	29.8	29.5	17.5
Sr	897	932	677	557
Y	30.5	29.1	28.0	25.4
Zr	257	218	296	177
Nb	73	54	47	30
Cs	0.24	0.99	0.51	0.11
Ba	544	2034	474	358
La	46	37	32	21
Ce	91	77	66	44
Pr	10.1	8.7	7.9	5.4
Nd	42	37	33	25
Sm	9.2	8.6	7.8	6.4
Eu	2.8	2.9	2.4	2.1
Gd	8.2	8.1	7.4	6.4
Tb	1.2	1.2	1.0	1.0
Dy	5.7	5.7	5.8	5.0
Ho	1.0	1.0	0.9	0.9
Er	2.3	2.5	2.4	2.2
Yb	1.6	1.8	1.8	1.6
Lu	0.19	0.28	0.23	0.26
Hf	5.5	4.6	6.3	4.0
Ta	3.8	3.4	2.5	1.8
Pb	6.1	4.1	5.5	2.7
Th	5.2	4.6	4.1	2.3
U	0.81	0.71	0.95	0.77

Примечание: VIa – подгруппа низко-К пород; VIб – подгруппа умеренно-К пород.

Для пород I группы в качестве представительного характеризуется вулкан Шилийн-Богд. Он известен как священное место паломничества монголов. На территории ДВП вулканическая постройка имеет самую большую высоту (1778 м) (рис. 5а). В основании

сооружения находится лавовый поток. Крутой восточный склон конуса сложен агглютинатами с редкими линзами вулканического стекла. Конус, сложенный рыхлыми шлаками и обломками пористых лав, имеет серповидную форму, открытую на северо-запад (рис.

5б). Диаметр кратера составляет около 700 метров. Внешние склоны конуса крутые; внутренние склоны кратера пологие. Перед кратером находится небольшой лавовый купол.

Породы I группы образуют агглютинаты (MN-09-1451) и линзы вулканического стекла (MN-09-1450). Нижнюю границу отношения La/Yb (40) для пород I группы дает тефрит лавового пьедестала (MN-09-1452).

Рыхлый пирокластический материал вулканического конуса (MN-10-1706 и MN-10-1707) и порода лавового купола (MN-10-1710) относятся к III группе (рис. 6а, б). В пьедестале распространены мантийные ксенолиты. Агглютинаты не имеют включений. Рыхлый пирокластический материал конуса содержит редкие мантийные ксенолиты, а также мегакристаллы анортоклаза и авгита. В лавовом куполе включения отсутствуют.



Рис. 5. Главная вершина 1778 м вулканической постройки Шилийн-Богд (изображение из кратера) (а) и фрагмент ее юго-западного кратера (изображение с вершины) (б).

Fig. 5. The main peak 1778 m of the Shiliin-Bogd volcanic edifice (image from crater) (a) and fragment of its southwestern crater rim (image from the summit) (b).

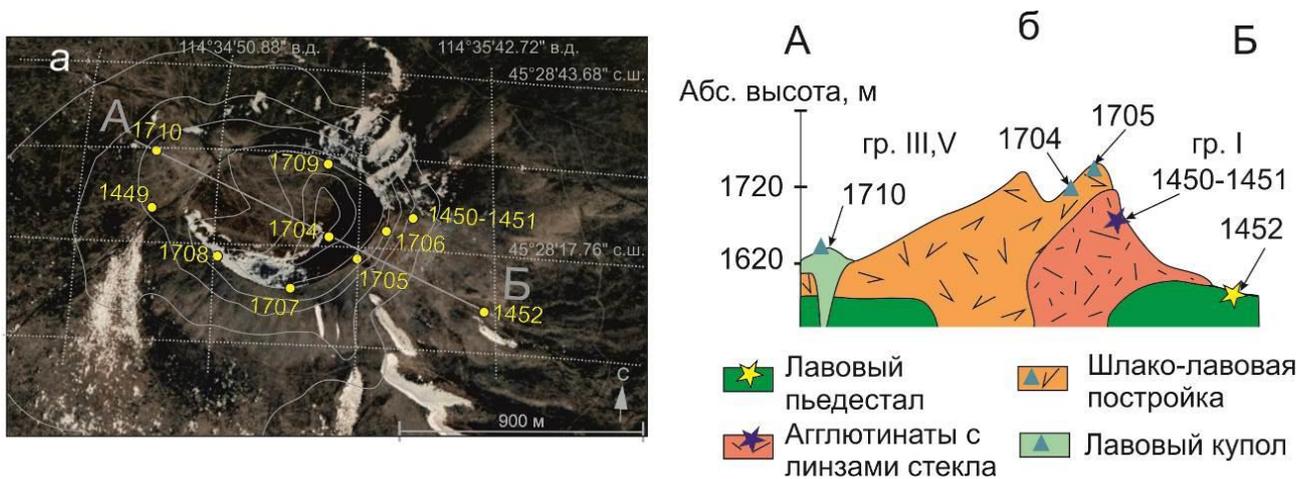


Рис. 6. Схема отбора проб пород вулкана Шилийн-Богд (а) и профиля АВ через постройку вулкана (б). Для простоты в номерах образцов опущены обозначения «MN-09» и «MN-10». Точки отбора проб на панели (б) соответствуют символам петрогенетических групп на рис. 4.

Fig. 6. Sampling scheme of rocks from the Shiliin-Bogd volcano (a) and profile AB through the volcanic edifice (b). For simplicity, designations “MN-09” and “MN-10” are omitted from sample numbers. Sampling sites in (b) correspond to symbols of petrogenetic groups in Fig. 4.

Для II группы в качестве типичных рассматриваются породы вулкана Дун-Нарт-Ула, на котором они встречаются совместно с породами I группы. Этот вулкан (рис. 7а) расположен на южном краю плато 6×8 км, поверхность которого имеет высоту около 1260 м. Над поверхностью плато возвышается вулканический конус высотой 60 м, диаметром у основания около 2 км и с кратером на вершине. Склоны конуса сильно изрезаны каньонами.

Пьедестал сооружения составляют массивные стекловидные черные породы (группа II, MN-09-1553, MN-09-1553к), обнаженные эрозией в южной части конуса на абсолютной высоте 1190 м. В ее юго-западной части, расчлененной соседней долиной, выделяется участок, начинающийся охристыми осадочными отложениями, перекрытыми слоем однородного пеплового туфа, который, в свою очередь, перекрыт лавовым потоком (группа I, MN-09-1555). Кратерная стенка сооружения сложена пористыми базальтами и шлаками (группа III, MN-09-1557). На плато присутствуют пепельно-серые, хорошо

раскристаллизованные базальты (группа V, MN-09-1554).

В качестве представительной для низкокальциевых пород IV группы принимается постройка Хара-Будун, в которой породы этого типа присутствуют как в вулканическом конусе, так и в потоке лавы (рис. 7в). Для положения умеренно-кальциевых пород IV группы в вулканической толще, показателен вулкан Асхатэ. Это – щитовой вулкан. В основании его центральной и северо-восточной частей обнажаются базальты V группы (MN-09-1595 и MN-09-1597). Серия лавовых потоков, обнаженная над этой толщей в западной части плато, содержит породы III группы. Третья стратиграфическая единица – слой базальтов VI группы, перекрывающий лавовые потоки V и III групп. Дайки, прорывающие измененные базальты V группы в северо-восточной части вулканического плато, по составу сопоставимы с лавовой толщей III группы второй толщи. В высшей точке плато Асхатэ имеется выход умеренно-кальциевых пород IV группы, завершающий деятельность вулкана (рис. 8а,б).

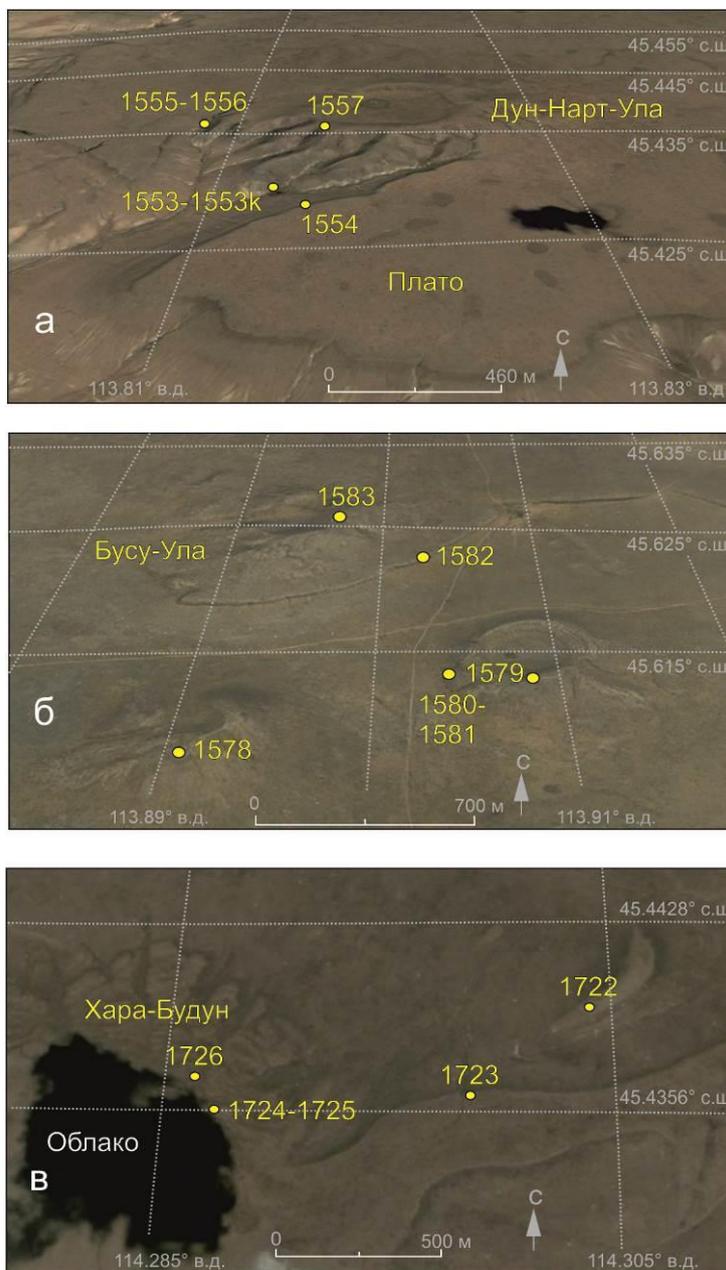


Рис. 7. Схемы отбора проб вулканов Дун-Нарт-Ула (а), Бусу-Ула (б) и Хара-Будун (в). На первой показаны породы I и II групп, на второй – породы II группы, на третьей – низкокалийевые породы IV группы (пояснения в тексте). Для простоты в номерах образцов опущены обозначения «MN-09» и «MN-10».

Fig. 7. Sampling schemes of the Dun-Nart-Ula (a), Busu-Ula (b), and Khara-Budun (c) volcanoes. The first shows rocks of groups I and II, the second – rocks of group II, the third – low-K rocks of group IV (explanation in the text). For simplicity, designations "MN-09" and "MN-10" are omitted from sample numbers.

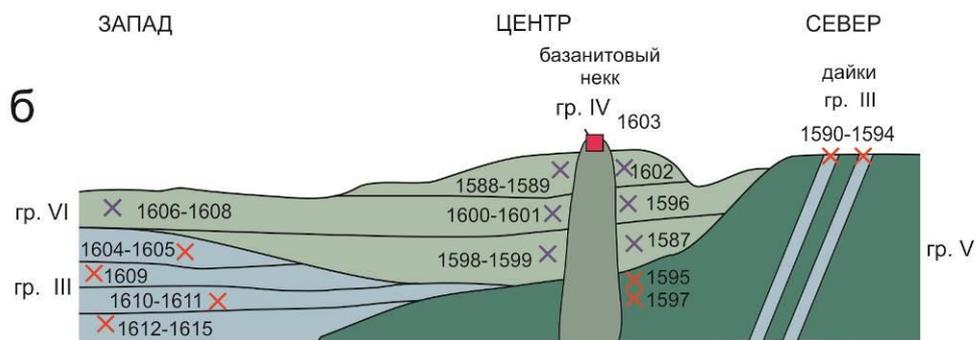
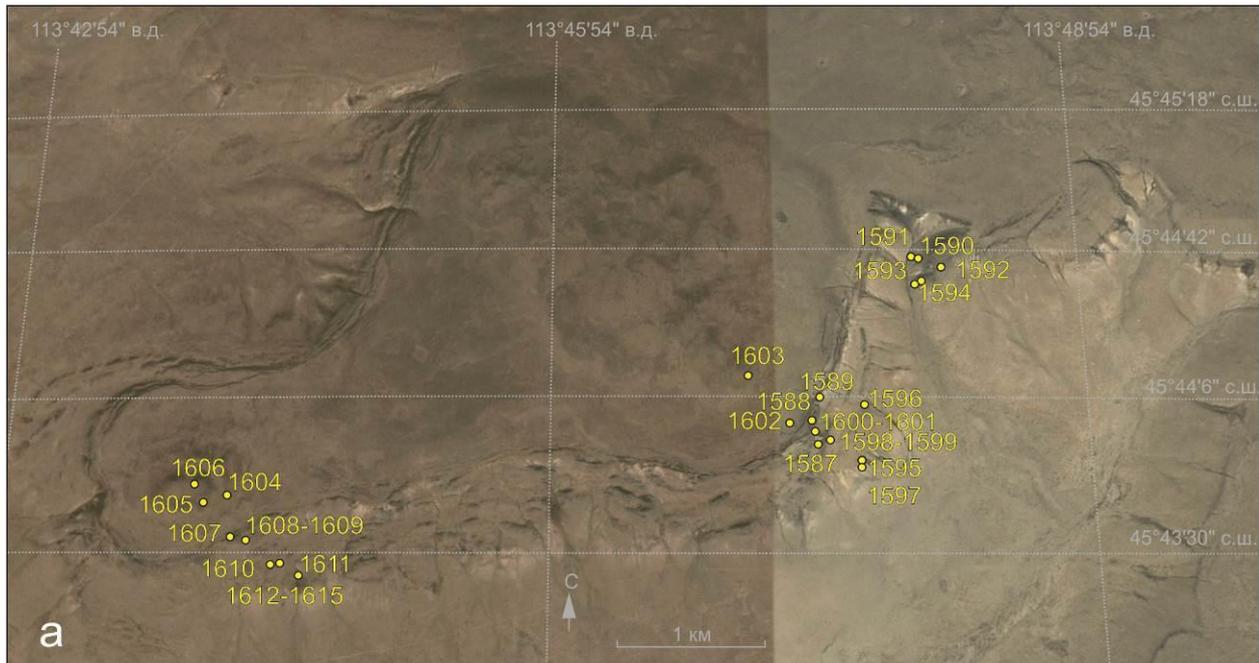


Рис. 8. Схема отбора проб вулкана Асхатэ в плане (а) и разрезе (б). Вулкан характерен для присутствия умеренно-калиевых пород IV группы. Для простоты обозначение «MN-09» в номерах образцов опущено. Условные обозначения мест отбора проб соответствуют обозначениям петрогенетических групп на схемах рис. 4.

Fig. 8. Sampling scheme of the Askhat volcano in plan (a) and in section (b). The volcano is indicative for occurrence of moderate-K rocks of group IV. For simplicity, the designation "MN-09" is omitted from sample numbers. Symbols of sampling sites correspond to those of petrogenetic groups in diagrams of Fig. 4.

На диаграмме La/Yb – MgO (рис. 4) фигуративные точки пород вулканов Шилийн-Богд, Дун-Нарт-Ула и подобных им вулканов образуют тренд от групп I и II к группе III. Точки пород вулкана Асхатэ и подобных вулканов Дариганги укладываются в поперечный тренд, простирающийся от группы V через группу III к группе IV с проявлением группы VI, которая показывает наиболее низкое La/Yb отношение. В качестве особой характеристики вулкана Асхатэ выделяется фигуративное поле пород VI группы. Породы Дариганги, относящиеся к III, V и VI группам

на диаграмме La/Yb – MgO, рассматриваются как фоновые относительно пород I, II и IV групп.

На китайской окраине ДВП вулканические породы были отобраны на Хардат-Тологойском Pb-Zn месторождении, расположенном вблизи государственной границы (координаты: 45°05'30" с.ш., 114°21'00" в.д.) (Xu et al., 2014). Содержание MgO в этих породах колеблется от 8.12 до 12.84 мас. %. При содержании MgO в интервале значений IV группы (более 11 мас. %) La/Yb отношение пород Хардат-Тологоя заметно уступает этому

показателю пород IV группы. Подобное аномально низкое La/Yb отношение (13.85) при содержании MgO 8.8 мас. % определено в породах вулкана Ачагийн-Душ (Wiechert et al., 1997). В породах этого вулкана наблюдается диапазон содержания MgO от 7.8 до 11.2 мас. % (Салтыковский, Геншафт, 1985), который перекрывает диапазон MgO хардат-тологийских вулканических пород. На рис. 4 породы Хардат-Тологая и Ачагийн-Душа выделяются как аномальная группа составов.

Распределение петрогенетических групп ДВП на диаграммах $Na_2O+K_2O - SiO_2$, $K_2O/Na_2O - SiO_2$ и $K_2O - SiO_2$

На классификационной диаграмме щелочи-кремнезем (total alkalis – silica, TAS) (рис. 9а) точки пород I группы рассеяны вдоль границы тефрит–фонотефрит. Отдельная точка (MN-10-1713) имеет пограничное положение между фонотефритом и трахиандезибазальтом. Вблизи границы тефрита и трахибазальта находятся точки пород II группы с интервалом SiO_2 44.0–47.5 мас. % и Na_2O+K_2O 4.0–5.9 мас. %. На диаграмме $K_2O/Na_2O - SiO_2$ (рис. 9б) тефрит-фонотефрит-трахиандезибазальтовые составы I группы имеют умеренное отношение K_2O/Na_2O , тогда как базанит-тефритовые составы II группы – более низкое. Порода вулкана Дун-Нарт-Ула MN-09-1555, относящаяся к I группе по высокому La/Yb отношению, на диаграмме рис. 4 сопоставима с группой II. На диаграмме $K_2O - SiO_2$ (рис. 9в) отчетливо выделяются серии пород с высоким, умеренным и низким содержанием K_2O . Тефрит-фонотефрит-трахиандезибазальтовые составы I группы характеризуются высоким содержанием K_2O , однако некоторые породы этой группы, сопоставимые с породами группы II по низкому отношению K_2O/Na_2O ,

имеют низкую концентрацию K_2O . Точки пород Хардат-Тологая расположены между точками умеренно- и низкокалиевых базанитов и тефритов.

Фигуративное поле пород III группы вулканов Шилийн-Богдского типа перекрывается с тефрит-трахибазальтовым. Породы IV группы с содержанием $MgO = 11–14$ мас. %, относящиеся к базанитом, по определению (Le Bas, 1989), отличаются от тефрита, в котором содержание MgO не превышает 10 мас. %. Породы со средним содержанием MgO (10–11 мас. %) распределены равномерно по всему вулканическому полю и относятся к III группе (Чувашова и др., 2012). Состав базанита с максимальным содержанием MgO (15.8 мас. %, MN-10-1726) отличается от основной группы IV пониженным содержанием щелочей. На рис. 9а точки пород III–VI групп вулканов типа Асхатэ рассеяны вдоль пограничной линии базальт–трахибазальт.

По отношению K_2O/Na_2O и содержанию K_2O выделяются породы I, II и IV групп. Высококалиевыми являются породы I группы. Все породы II группы, две породы I группы (MN-09-1555 и MN-09-1553) и пять пород IV группы (MN-09-1508, MN-10-1723, MN-10-1724, MN-10-1726 и MN-10-1697) характеризуются низким содержанием калия. Остальные породы IV группы имеют умеренное содержание калия. На рис. 9б базаниты разделены на составы с умеренным и низким отношениями K_2O/Na_2O . Базанит вулкана Асхатэ, как и другие породы вулкана, имеет умеренное отношение K_2O/Na_2O . Некоторые базаниты, в том числе высокомагнезиального состава (MN-10-1726), имеют низкое отношение K_2O/Na_2O . На рис. 9в такие базаниты имеют низкое содержание K_2O .

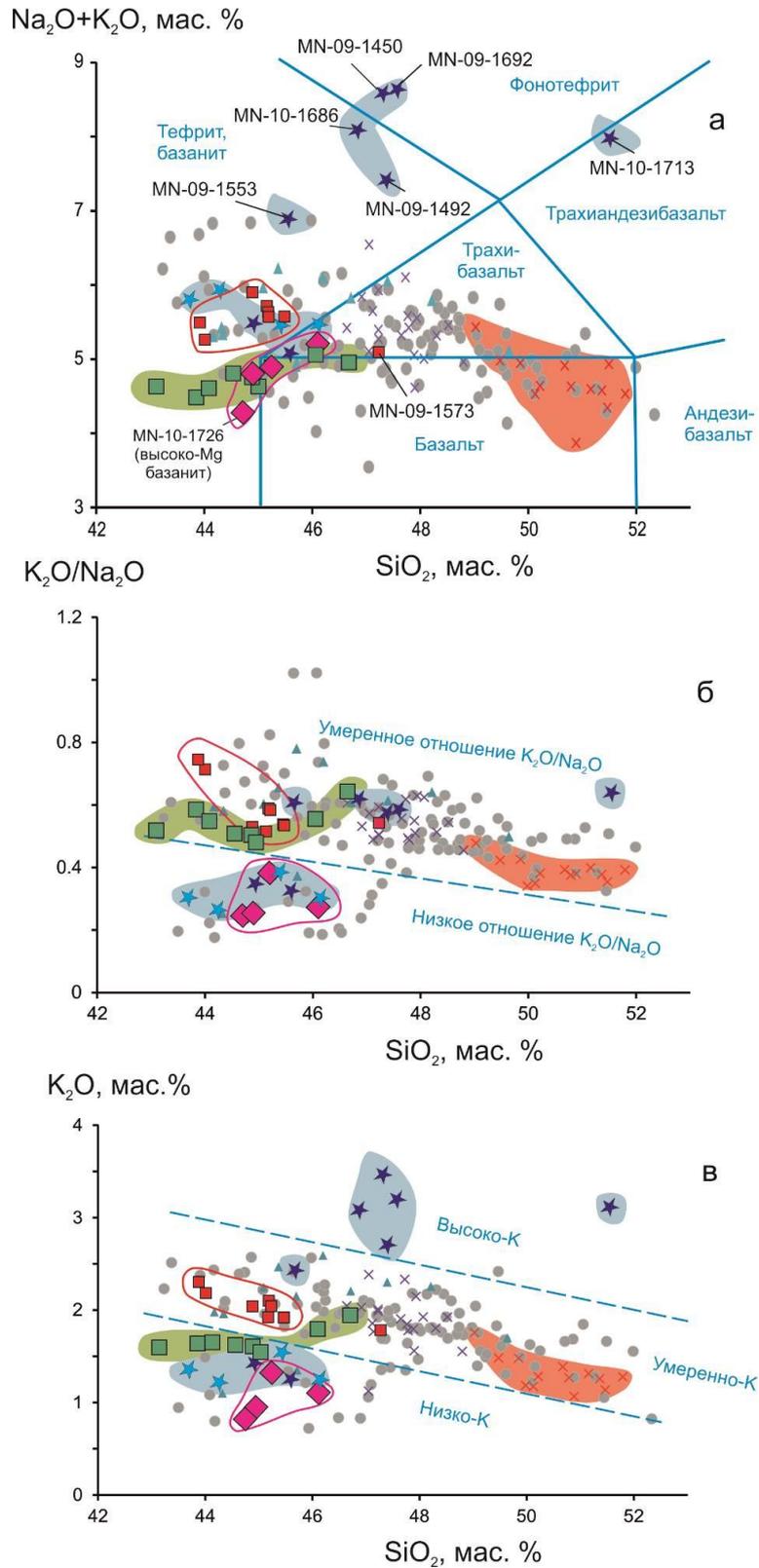


Рис. 9. Положение выделенных петрогенетических групп вулканических пород Дариганги на классификационной диаграмме общего содержания щелочей и кремнезема (TAS) Международного союза геологических наук (Le Bas, Streckeisen, 1991) (а) K₂O/Na₂O в зависимости от SiO₂ (б) и K₂O в зависимости от SiO₂ (в). Условные обозн. см. на рис. 4. Базанит отличается от тефрита содержанием MgO более 10 мас. % (Le Bas, 1989). Оксиды пересчитываются на 100 мас.% без учета потерь при прокаливании.

Fig. 9. Position of the distinguished petrogenetic groups of Dariganga volcanic rocks on the total alkali versus silica (TAS) classification diagram of the International Union of Geological Sciences (Le Bas, Streckeisen, 1991) (a) K_2O/Na_2O versus SiO_2 (b), and K_2O versus SiO_2 (c). Symbols are as in Fig. 3. Basanite differs from tephrite by the MgO content of more than 10 wt % (Le Bas, 1989). Major oxides are recalculated per 100 wt % without loss on ignition.

Пространственное распределение вулканов типа Асхатэ, Хара-Будун, Шилийн-Богд и Дун-Нарт-Ула

В базанитах ДВП преобладают умеренно-калиевые составы. Вулкан Асхатэ, представительный для этого типа базанитов, расположен в центральной части полосы базанито-содержащих вулканов, протянувшейся на северо-восток вдоль северо-западной окраины вулканического поля на расстояние более 90 км от вулкана Авгойт-Ула на юго-западе до вулкана Хогцо-Ула на северо-востоке. Эшелонированное распределение вулканических линий характеризует всю полосу как зону трансенсии шириной до 10 км. Помимо вулканов Асхатэ, Авгойт-Ула и Хогцо-Ула, в зону входят постройки: Бурхант, Шутэ-Тологой, Дзун-Яргойта-Ула, Уха-Тологой, Асхатын-Дзун-Тологой, Дзун-Бусу-Ула, и еще два безымянных вулкана (MN-09-1573 и MN-09-1574).

Подобная полоса вулканов с умеренно-калиевыми базанитами прослеживается в субширотном направлении на расстояние около 110 км, от вулкана Авгойт-Ула на западе до вулкана Санжитийн-Ундер на востоке. Помимо вулкана Авгойт-Ула, в субширотную зону входят постройки: Удых-Уха, Дзун-Нарете, Барун-Яргойта-Ула, Унцун, Холбо-Тологой, Будун-Тологой и две безымянные (MN-10-1739, MN-09-1447). Вне обозначенных зон вулканических построек базаниты локально встречаются на щитовых вулканах Сулхар, Цухларын-Ула, Богдо-Улан и на безымянном вулкане (MN-09-1505).

Низкокалиевые базаниты распространены вдоль северо-восточной линии, протянувшейся через восточную часть вулканического поля на протяжении более 100 км от вулкана Богдо-Улан на юго-западе через постройку Хара-Будун до вулкана Цухларын-Ула на северо-востоке. Рядом с этими вулканами встречаются также вулканы с умеренно-калиевыми базанитами (MN-09-1505 и Сулхар) (рис. 10).

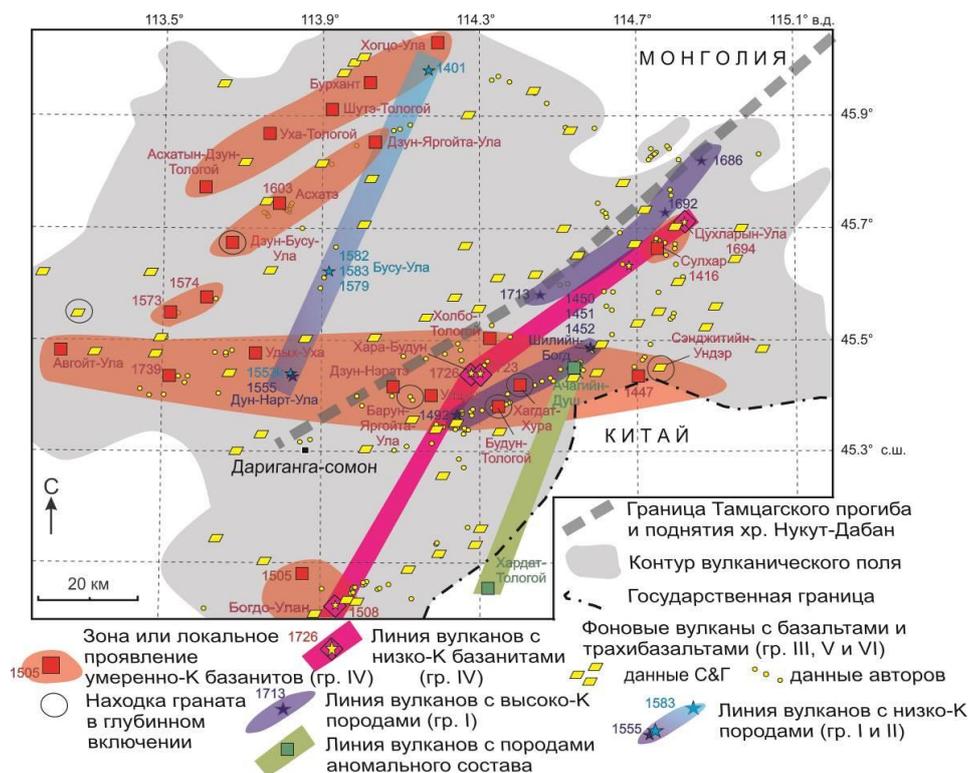


Рис. 10. Схема пространственного распределения вулканов типа Асхатэ с умеренно-калиевыми базанитами (IV группа), Хара-Будунского типа с низкокалиевыми базанитами (IV группа), Шилийн-Богдского типа с породами I группы и Дун-Нарт-Улинский типа с породами II группы. Породы аномального состава линии Хардат-Тологой – Ачагийн-Душ содержат 7.8–11.2 мас. % MgO

при $La/Yb = 11.8-15.2$. Для обозначения фоновых вулканов с базальтами и трахибазальтами (группы III, V и VI) используются данные по петрогенным оксидам С&Г (Геншафт, Салтыковский, 1990; Салтыковский, Геншафт, 1984, 1985).

Fig. 10. Scheme of spatial distribution of volcanoes: Askhate type with moderate-K basanites (group IV), the Khara-Budun type with low-K basanites (group IV), Shiliin-Bogd type with rocks of group I, and Dun-Nart-Ula type with rocks of group II. Rocks of the anomalous compositions from the Hardat-Tologoy – Achagiin-Dush line contain 7.8–11.2 wt % MgO at $La/Yb = 11.8-15.2$. To designate background volcanoes with basalts and trachybasalts (groups III, V, and VI) off sampling sites, major oxide data after S&G (Genshaft, Saltykovsky, 1990; Saltykovsky, Genshaft, 1984, 1985) are used.

Северо-восточная зона базанитовых вулканов простирается на западной окраине вулканического поля вдоль Тамцагского кайнозойского предгорного прогиба, образовавшегося вдоль хр. Нукут-Дабан. Субширотная зона пересекает этот структурный ансамбль. Индивидуальность субширотной зоны базанитов подчеркивается распространением в породах ее вулканов мегакристаллов граната и гранат-содержащих перидотитовых ксенолитов, которые отторгались с более глубокого уровня литосферы, чем безгранатовые перидотитовые ксенолиты. Ксенолиты относились Ю.С. Геншафтом и А.Я. Салтыковским (1985) к кимберлитовому типу. Для базанитовых вулканов северо-восточной зоны гранат во включениях в целом не характерен. Его находки известны только на вулканах Авгойт-Ула и Дзун-Бусу-Ула, пространственно тяготеющих к взаимному пересечению северо-восточной и субширотной зон базанитовых вулканов.

Вулкан Шилийн-Богд находится в средней (расширенной) части северо-восточной зоны вулканических построек, включающих породы гр. I. Эта зона протягивается в виде двух кулис на общее расстояние 85 км от безымянной постройки на юго-западе (MN-09-1492) до вулканического покрова (MN-10-1686) на северо-востоке. Породы гр. I обнаружены в этой зоне, кроме названных трех построек, еще на двух вулканических конусах без названий (Mn-10-1692, Mn-10-1713).

Ближе к западной части ДВП намечается ССВ линия вулканов с породами групп I и II. Ее протяженность около 70 км. Породы обеих групп обнаружены только на вулкане Дун-Нарт-Ула, расположенном на ЮЮЗ окончании линии (тефрит Mn-09-1553K и фонтотефрит Mn-09-1555). На вулкане Бусу-Ула центральной части зоны (Mn-09-1579, Mn-09-1582 и Mn-09-1583) и в покрове ССВ

окончания линии (Mn-09-1401) представлены тефриты и трахибазальты гр. II.

На рис. 10 зоны и линии построек с породами групп I, II и IV пространственно разделяются между собой. В то же время, вулкан с породами гр. I на южном окончании СВ зоны (MN-09-1492) пространственно соответствует южному краю субширотной базанитовой зоны, а вулкан Шилийн-Богд – ее северному краю. В многочисленных опробованных постройках, расположенных между вулканами MN-09-1492 и Шилийн-Богд, встречены базаниты и гранат-содержащие глубинные включения, но пород тефрит-фонотефритового состава (гр. I) на этих постройках не обнаружено. Три других вулкана СВ зоны с породами гр. I (Mn-10-1692, Mn-10-1713 и MN-10-1686) распределяются вдоль структурной границы поднятия хр. Нукут-Дабан и Тамцагского предгорного прогиба. Вулканы Сулхар и Цухларын-Ула, включающие базаниты, пространственно соответствуют центральной части линии вулканов с породами гр. I. Что касается линии вулканов с породами групп I и II, ее ССВ окончание пространственно совпадает с СВ окончанием СВ зоны базанитов Авгойт-Ула – Хогцо-Ула, а ЮЮЗ окончание соответствует субширотной зоне базанитов Авгойт-Ула – Сэнджитийн-Ундэр. Линия вулканов Хардат-Тологой – Ачагийн-Душ с аномальными составами пород протягивается вдоль государственной границы в направлении ССВ и в целом согласуется с простираемостью линий вулканов других петрогенетических групп-маркеров.

Возраст пород вулканов Дариганги

По результатам К–Аг-датирования возраст пород ДВП оценивался интервалами последних 21 млн лет (Салтыковский, Геншафт, 1985; Агеева и др., 1988, Геншафт, Салтыковский, 1990; Геншафт и др., 1990) и последних

14 млн лет (Кононова и др., 1988). С учетом дополнительного К–Аг датирования (табл. 3) принимается последний возрастной интервал вулканизма. Местоположение образцов с более древними датировками (Агеева и др., 1988, Геншафт, Салтыковский, 1990) точно не известно. Эти датировки нуждаются в подтверждении новыми определениями.

Наиболее ранние лавы возрастом 13.8 ± 0.6 млн лет вскрыты на дне глубокого оврага в центральной части вулканического поля, в районе вулкана Баян-Цаган, расположенного в 10 км севернее вулкана Холбо-Тологой (рис. 10). В первом возрастном интервале получены дополнительные датировки 10.4 ± 1.0 млн лет для базальтов района вулкана Сэнджитийн-Ундэр (восточная часть поля) и 9.5 ± 0.9 млн лет тефрита гр. II (MN-09-1583) вулкана Бусу-Ула (северо-западная часть поля).

Породы возрастного интервала вулканизма 7.1–5.5 млн лет относятся к гр. III. Датировка 5.3 ± 0.7 млн лет получена для тефрита гр. I (MN-09-1553) в пьедестале вулкана Дун-Нарт-Ула. Активность ССВ линии вулканов с низко-К породами групп I и II, в первом приближении, ограничиваться интервалом 10–5 млн лет назад.

Вопрос о возрасте пород гр. IV решается датированием вулканов Асхатэ и Сулхар. Для пород вулкана Асхатэ были прежде получены К–Аг датировки 4.8 ± 0.2 млн лет и 4.3 ± 0.2 млн лет для пород основной платообразной постройки. Породы гр. IV этого вулкана прорывают плато и, следовательно, имеют возраст около 4.3 млн лет или моложе. Другой вулкан с породами гр. IV (Сулхар) имеет сложное строение. На нем преобладают трахибазальты гр. III. Датированы образцы MN-09-1420 и MN-09-1423. Первый из них показывает возраст 6.7 ± 0.7 млн лет для северного (раннего) фрагмента постройки, второй – возраст 3.0 ± 0.3 млн лет более позднего юго-западного фрагмента. Центральную часть постройки слагают пирокластические отложения, прорванные базанитами гр. IV (MN-09-1416) с мантийными ксенолитами. Подобно породам гр. IV вулкана Асхатэ, породы гр. IV вулкана Сулхар также завершают его активность и, следовательно, имеют возраст около 3.0 млн лет назад или моложе. Извержения пород группы IV вулканов типа Асхатэ ограничиваются интервалом 4.3–3.0 млн лет назад.

Т а б л и ц а 3

Результаты К–Аг датирования вулканических пород Дариганги

Table 3

Results of K–Ar dating of Dariganga volcanic rocks

Образец (вулкан)	Порода (группа)	Координаты		К, мас. %	$^{40}\text{Ar}_p \times 10^{-5}$, нмм ³ /г	Возд. Ar, %	Возраст, млн лет ($\pm 1\sigma$)
		С.ш.	В.д.				
2259 (Баян-Цаган)	ТВ	Н.о.	Н.о.	1.34	72	74; 78	* 13.8 ± 0.6
MN-09-1437 (Сэнджитийн-Ундэр)	BSN(III)	45° 27.412'	114° 43.487'	1.06	43	98.1	10.4 ± 1.0
MN-09-1583 (Бусу-Ула)	T(II)	45° 37.506'	113° 53.826'	1.00	37	98.4	9.5 ± 0.9
MN-09-1444	T(III)	45° 27.016'	114° 43.005'	1.83	50.9	97.7	7.1 ± 1.5
MN-09-1420 (Сулхар)	ТВ(III)	45° 42.879'	114° 37.087'	1.53	40	95.9	6.7 ± 0.7
MN-09-1549	T(III)	45° 24.357'	114° 04.645'	1.60	42	97.0	6.7 ± 1.0
MN-09-1571	T(III)	45° 30.307'	113° 28.999'	2.06	52	98.5	6.5 ± 0.6
MN-09-1569	ТВ(III)	45° 28.483'	113° 36.652'	1.78	43.5	97.8	6.3 ± 1.3
MN-09-1499	BSN(III)	45° 19.210'	114° 15.606'	1.98	42.5	97.3	5.5 ± 1.0
MN-09-1553 (Дун-Нарт-Ула)	T(I)	45° 25.796'	113° 48.797'	2.12	44	96.4	5.3 ± 0.7
2274 (Асхатэ)	ТВ	Н.о.	Н.о.	1.71	32	53; 55	* 4.8 ± 0.2
2268 (Асхатэ)	ТВ	Н.о.	Н.о.	1.11	18.6	29; 30	* 4.3 ± 0.3
2257 (Баян-Цаган)	ТВ	Н.о.	Н.о.	0.98	14.5	57; 62	* 3.8 ± 0.2
MN-09-1559	ТВ(III)	45° 28.771'	113° 39.325'	1.60	21	97.7	3.4 ± 0.6

MN-09-1423 (Сулхар)	ТВ(III)	45° 40.132'	114° 44.922'	1.46	17	96.3	3.0±0.3
2200 Хурэт)	ТВ	Н.о.	Н.о.	1.49	9.3	25; 30	*1.6±0.1

Астериском (*) помечены данные (Кононова и др., 1988). Для расчета возраста использовались константы: $\lambda_K = 0.581 \times 10^{-10}$ год⁻¹; $\lambda_B = 4.962 \times 10^{-10}$ год⁻¹; $^{40}\text{K} = 0.01167$ ат. % К. Сокращения: BSN – базанит, Т – тефрит, ТВ – трахибазальт, В – базальт. Н.о. – координаты не обозначались.

Сравнительно молодая датировка 1.6 ± 0.1 млн лет получена для постройки Ундур-Хурэт в южной цепи вулканов. Подобные этому вулкану четвертичные постройки находятся в разных частях поля. К ним относится вулкан Шилийн-Богд с породами гр. I. Возраст этого вулкана оценивается средним-поздним плейстоценом исходя из морфологической сохранности его конуса и прямой намагниченности пород (Корина и др., 1973). Наиболее молодая постройка Дзотол, сложенная в основном породами гр. III, относится к позднему плейстоцену.

Обсуждение

Структура ДВП воспринимается через пространственное распределение: пород I группы на вулканах типа Шилийн-Богд, пород II группы на вулканах типа Дун-Нарт-Ула и пород IV группы на вулканах типа Асхатэ (или Хара-Будун). Для выявления роли этих пород-маркеров оцениваются потенциальные и эруптивные температуры расплавов ДВП, накладываются ограничения на процессы частичного плавления посредством микроэлементного моделирования, обосновывается наличие карбонатов в мантийных источниках, обозначаются истощенные и обогащенные мантийные протолиты источников, расшифровываются Pb-изотопные компоненты вулканических пород, проводится сопоставление полученных геохимические данных по породам Дариганги с данными по породам других вулканических полей Центральной и Восточной Азии и, наконец, через анализ всей совокупности данных определяются причины разных соотношений флангового Даригангского и осевого Витимского вулканических полей с низкоскоростными мантийными аномалиями.

Оценка температур магматических расплавов

В астеносфере преобладает конвективный перенос с температурным градиентом, близким к адиабатическому. Тепловое состояние расплавов характеризуется потенциальной температурой, получаемой экстраполяцией

адиабатического градиента на земную поверхность (литосфера не учитывается). Предполагается, что потенциальная температура верхней мантии под срединно-океаническими хребтами, меняется в интервале от 1250 до 1400 °С. В плюмах под горячими пятнами (такими как Гавайское) потенциальная температура возрастает до 1500 °С и более. В континентальной литосфере температурный градиент и тепловой поток зависят от ее возраста, толщины и геологических событий ее термальной активизации.

Для мантийных расплавов рассчитывается потенциальная температура по уравнению: T_p (°С) = $1463 + 12.7 \times \text{MgO} - 2924 / \text{MgO}$ (Herzberg et al., 2007). Для наиболее магнезиальных расплавов в центральной части поля Дариганга получается оценка $T_p = 1489$ °С (базанит MN-10-1726 вулкана Хара-Будун, MgO = 15.8 мас. %), в западной части поля – $T_p = 1423$ °С (базаниты 45А76 и 52/76 вулканов Авгойт-Ула и Асхатын-Дзун-Тологой, MgO = 13.70 и 13.67 мас. %) и $T_p = 1389$ °С (базанит 540/79 вулкана Хогцо-Ула, MgO = 12.53 мас. %), в юго-восточной части поля (на приграничной территории Монголии и Китая) – $T_p = 1399$ °С (базанит 9194 вулкана Хардат-Тологой, MgO = 12.86 мас. %). Такая потенциальная температура принимается, соответственно, для термальных центров Хара-Будун, Авгойт-Ула, Хогцо-Ула и Хардат-Тологой. В трех последних термальных центрах оценки T_p могут быть заниженными. Относительное снижение MgO в базанитовых расплавах линейных зон литосферы, в сущности, обозначает понижение температуры относительно адиабатического значения в ее основании, поэтому расчет T_p для менее магнезиальных базанитов из линейных зон лишен смысла. Содержание MgO в них может снизиться в результате кристаллизационного фракционирования высоко-Mg магм, плавления или наличия флюидов. Широкий спектр процессов, которые могли привести к снижению MgO, в целом затушевывает температурную характеристику расплавов подлитосферной мантии.

В базанитах оценивается также максимальная ликвидусная температура кристаллизации оливина из расплава при вулканическом извержении (primary eruption temperature, T_{pe}). Исходя из предположения о безводном составе магмы, используются уравнения: $T_{pe} (°C) = 1056.6 + 17.34 \times MgO$ (Кутолин, 1966), $T_{pe} (°C) = 1000 + 20 \times MgO$ (Herzberg et al., 2007) и $T_{pe} (°C) = 935 + 33 \times MgO - 0.37 \times MgO^2$ (Arndt et al., 2008) Получаются приблизительно сопоставимые результаты. По уравнению (Herzberg et al., 2007) для наиболее магнезиального расплава базанита MN-10-1726 T_{pe} составляет 1364 °С. В базанитах гр. IV Дариганги с содержанием MgO 11.0–15.8 мас. % рассчитывается диапазон $T_{pe} = 1254–1364$ °С.

На схеме рис. 11 наиболее высокотемпературные мантийные расплавы с $T_p = 1489$ °С Mg-базанита MN-10-1726 (вулкан Хара-Будун) находятся на пересечении субширотной зоны умеренно-К базанитов и линии низко-К базанитов. Высоко-Mg порода MN-10-1726

имеет низко-К состав. Базаниты распространяются также на соседних постройках, обозначая Харабудунский термальный центр Дариганги с $T_{pe} = 1364$ °С. С продвижением вдоль субширотной зоны умеренно-К базанитов и вдоль линии вулканов низко-К базанитов значения T_{pe} резко снижаются до интервала 1258–1265 °С.

В расплавах вулканов термальных центров Хогцо-Ула и Авгойт-Ула северо-западного края ДВП значения T_{pe} находятся в интервале 1282–1318 °С. Центры разделены между собой территориями, на которых извергаются расплавы со значениями T_{pe} , не превышающими 1280 °С. Интересно, что Хогцоульский центр повышенных T_{pe} пространственно соответствует ССВ окончанию линии вулканов с низко-К породами групп I и II. Максимальное значение $T_{pe} = 1298$ °С расплава в термальном центре Хардат-Тологой сопряжено с максимальным значением $T_{pe} = 1258$ °С расплава на вулкане Ачагийн-Душ.

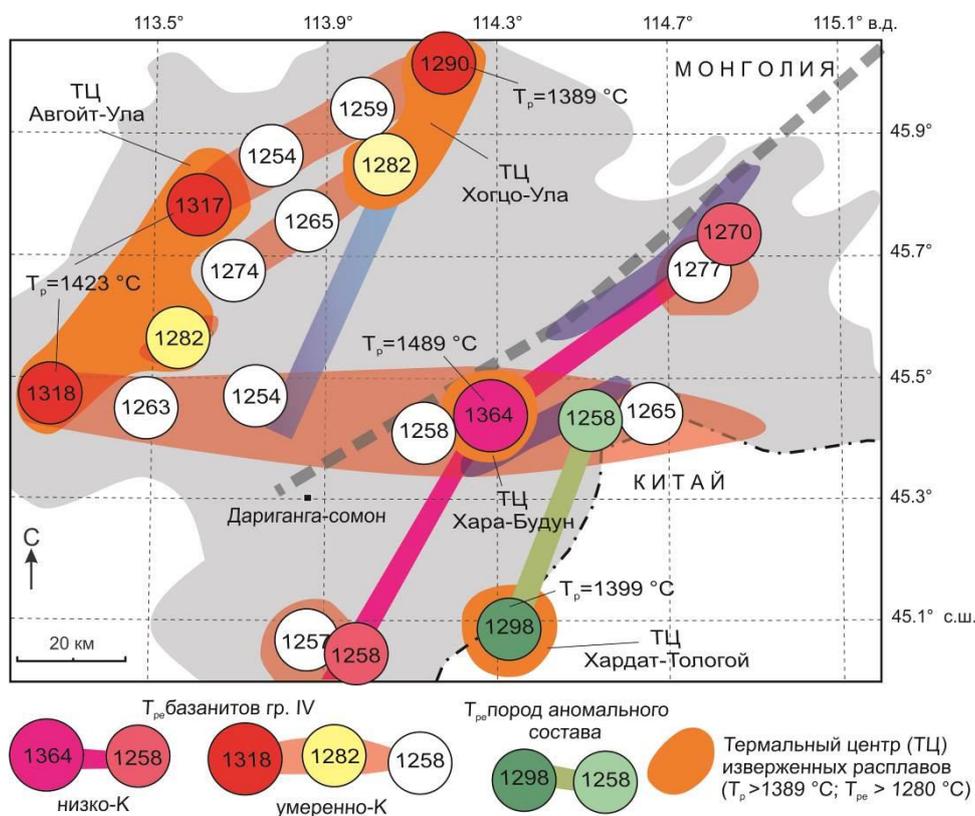


Рис. 11. Пространственные вариации потенциальной температуры (T_p) и температуры извержения (T_{pe}) в °С (цифры в кружках) в локальных термальных центрах базанитов (IV группа) и пород аномального состава ДВП. Символы частично такие же, как на рис. 10. Значения температуры получены с использованием уравнений (Herzberg et al., 2007).

Fig. 11. Spatial variations of potential temperature (T_p) and eruption temperature (T_{pe}) in °С (numbers in circles) in local thermal centers of basanites (group IV) and rocks of anomalous composition in the Dariganga volcanic field. Symbols are partly as in Fig. 10. Temperature values are obtained using equations of Herzberg et al. (2007).

Источники умеренно- и низкокальциевых пород

На диаграмме $10^{-3} \times K/Ta - La/Ta$ (рис. 12) фигуративные точки умеренно- и высоко-К пород петрогенетических групп I и IV Дариганги распределяются вблизи линии $K/La = 330$, соответствующей отношению в примитивной мантии (PM) и обогащенном базальте срединного океанического хребта (E-MORB). Наиболее низкое отношение La/Ta в умеренно-К базанитах соответствует соотношению $K-Ta-La$ в OIB. В низко-К породах групп I, II и IV отношение K/La снижается.

Низкое отношение K/La определяется в субдуцированном источнике океанической плиты после удаления надсубдукционного компонента с высоким отношением K/La . Извлечение материала из слэба и/или поступление материала в надслэбовый мантийный источник отчетливо отражается в относительных вариациях K , La и Ta в вулканических

породах Восточной Азии. Тенденция изменения составов вулканических пород, аналогичная смещению точек составов низкокальциевых пород I, II и IV групп Дариганги, характерна для мел-палеогеновых полей Ундер-Шил, Алтан-Ширэ и Мандал-Гоби, расположенных в Средней Гоби (Расказов и др., 2012).

Из рис. 12 можно сделать вывод о том, что породы с отношением $10^{-3} \times K/Ta$ ниже 2.5, вероятно, образовались из остаточно-слэбового источника, тогда как в породах с отношением $10^{-3} \times K/Ta$ выше 2.5 преобладает OIB-подобный компонент. Тот факт, что Mg-базанит MN-10-1723 и другие породы с такой характеристикой относятся к вулканам с линейным распределением (рис. 10), означает, что, несмотря на их образование за счет адиабатического подъема горячего материала через астеносферу, их проникновение к земной поверхности контролируется разломами литосферы.

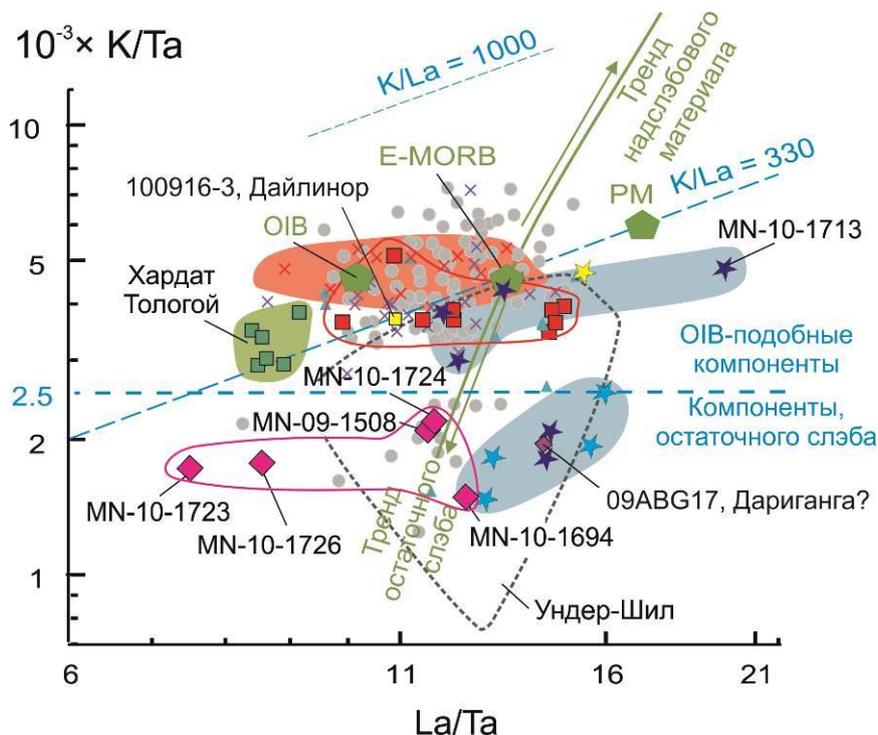


Рис. 12. Диаграмма $10^{-3} \times K/Ta - La/Ta$. Условные обозначения см. на рис. 4. Дополнительно показаны данные образцов 09ABG17 (Chen et al., 2015) и 100916-3 вулканического поля Дайлиноор (Zhang, Guo, 2016). Точки пород I–II групп располагаются ниже линии $K/La = 330$, группы пород III–IV располагаются выше и ниже этой линии; породы пород V–VI групп смещены выше этой линии. Для сопоставления показано фигуративное поле пород Ундер-Шил Средней Гоби, смещенное ниже линии $K/La = 330$, и линия комплементарных составов остаточного слэбового и надслэбового материала относительно обогащенного базальта срединного океанического хребта (E-MORB) (Расказов и др., 2012). Составы E-MORB и PM (примитивной мантии) из работы (McDonough, Sun, 1995).

Fig. 12. Diagram $10^{-3} \times K/Ta$ vs La/Ta . Symbols are as in Fig. 4. Additionally shown are data points of samples 09ABG17 (Chen et al., 2015) and 100916-3 from the Dalinuoer volcanic field (Zhang and Guo, 2016). Data points of groups I–II rocks occur below the line $K/La = 330$, those of groups III–IV rocks are distributed above and below this line; those of groups V–VI rocks are shifted above this line. For comparison, the data field of the Under-Shil rocks from the Middle Gobi, shifted below the $K/La = 330$ line, and the line of complementary compositions of the residual-slab and supra-slab material relative to enriched mid-ocean ridge basalt (E-MORB) are shown after Rasskazov et al. (2012). E-MORB and PM (primordial mantle) compositions are plotted after (McDonough, Sun, 1995).

Ограничения на механизм частичного плавления

Для проверки роли частичного плавления в формировании вулканических пород Дариганги ряд микроэлементов выстроен в порядке несовместимости от Cs до Yb (рис. 13).

Смоделированы источники для пород групп III, IV, V и VI. Используются уравнения для равновесного частичного плавления (Shaw, 1970). Частичное плавление пород высоко-К серии (гр. I) и низко-К серии (гр. II) по микроэлементным спектрам не моделируется.

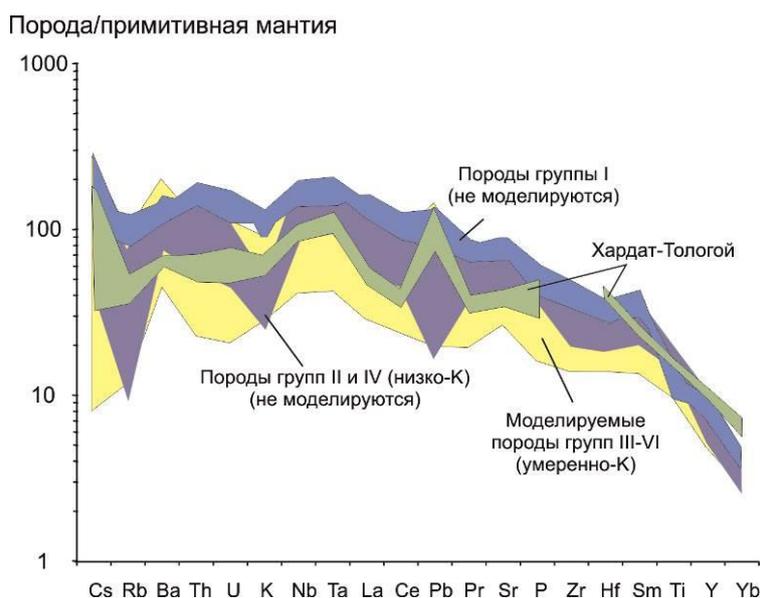


Рис. 13. Диаграмма микроэлементов петрогенетических групп вулканических пород, нормированная на состав первичной мантии и расположенная в порядке несовместимости. Для нормализации используется состав пиролита из (McDonough, Sun, 1995).

Fig. 13. Trace element diagram for petrogenetic groups of volcanic rocks, normalized to the primordial mantle composition and arranged in order of incompatibility. For normalization, the pyrolite composition from (McDonough, Sun, 1995) is used.

Концентрации микроэлементов в источнике рассчитываются по составу пиролита (McDonough, Sun, 1995) с добавлением компонентов клинопироксена, граната и флогопита в соответствующих пропорциях. Для моделирования используются средние содержания микроэлементов в клинопироксене из перидотитовых ксенолитов в тейфритах вулкана Шилийн-Богд (неопубликованные данные авторов), а также во флогопите и гранате из ксенолитов в щелочных лавах Витимского вулканического поля (Ionov et al., 1997; Glaser et al., 1999; Litasov et al., 2000; Ashchepkov et al., 2003, 2011).

Концентрации микроэлементов в клинопироксене добавляются, когда его

содержание в модельном источнике превышает 5 %. Для Nb и Ta используются значения 1.0 и 0.08 мкг/г, соответственно, полученные путем подгонки. Для La, Ce, Yb и Y используются коэффициенты распределения минерал/расплав из работ (Halliday et al., 1995) (оливин, ортопироксен), (Adam, Green, 2006) (клинопироксен, гранат) и (Ionov et al., 1997) (флогопит); для Zr и Nb (Zanetti et al., 2004) (оливин), (Halliday et al., 1995) (ортопироксен), (Adam, Green, 2006) (клинопироксен, гранат) и (La Tourrette et al., 1995) (флогопит). Коэффициенты распределения минерал/расплав для других элементов приведены в табл. 4.

Таблица 4

Коэффициенты распределения минерал/расплав, используемые для моделирования частичного плавления

Table 4

The mineral/melt distribution coefficients used for the partial melting modeling

Element	OI	Opх	Cpx	Gr	Phl
Rb	0.00002	0.0001	0.0047	0.002	5.18
Ba	0.000005	0.00006	0.015	0.0011	3.48
Th	0.000007	0.0002	0.013	0.0021	0.0014
U	0.000009	0.00004	0.006	0.011	0.0011
K	0.00002	0.0001	0.07	0.013	3.67
Nb	0.00017	0.003	0.0103	0.0015	0.085
Ta	0.000018	0.025	0.0185	0.00195	0.226
La	0.0002	0.003	0.0469	0.00125	0.0005*
Ce	0.00007	0.0021	0.08	0.00285	0.0006
Pr	0.0003	0.0022*	0.129	0.013	0.0009
Sr	0.00004	0.0015	0.128	0.00125	0.183
Zr	0.0045	0.012	0.103	0.115	0.017
Hf	0.0037	0.019	0.209	0.085	0.048
Sm	0.0009	0.0037	0.29	0.145	0.0008
Ti	0.015	0.12	0.273	0.175	1.768
Y	0.0038	0.02	0.423	2.72	0.007
Yb	0.024	0.032	0.398	5.625	0.023

Источники данных: оливин (OI) Nb, Ta, Zr, Hf и Y (Zanetti et al., 2004), другие элементы (Halliday et al., 1995); ортопироксен (Opх): Ta (Green et al., 2000), Ti (Girnis et al., 2006), Y и Yb (Kennedy et al., 1993), другие элементы (Halliday et al., 1995); клинопироксен (Cpx): Rb (Foley et al., 1996), K и Sr (Hart, Dunn, 1993), Th и U (Hauri et al., 1994), другие элементы (Adam, Green, 2006); гранат (Gr): Th, U и K (Halliday et al., 1995), другие элементы (Adam, Green, 2006); флогопит (Phl): Rb, Ba, Nb, Sr и Y (Foley et al., 1996), Th, U, K, Zr и Ti (LaTourrette et al., 1995), Ta (Gregoire et al., 2000), La, Ce, Pr, Hf, Sm и Yb (Ionov et al., 1997). Звездочкой (*) отмечены значения, полученные по интерполяции.

Data sources: olivine (OI) Nb, Ta, Zr, Hf and Y (Zanetti et al., 2004), the other elements (Halliday et al., 1995); orthopyroxene (Opх): Ta (Green et al., 2000), Ti (Girnis et al., 2006), Y and Yb (Kennedy et al., 1993), the other elements (Halliday et al., 1995); clinopyroxene (Cpx): Rb (Foley et al., 1996), K and Sr (Hart, Dunn, 1993), Th and U (Hauri et al., 1994), the other elements (Adam, Green, 2006); garnet (Gr): Th, U and K (Halliday et al., 1995), the other elements (Adam, Green, 2006); phlogopite (Phl): Rb, Ba, Nb, Sr and Y (Foley et al., 1996), Th, U, K, Zr and Ti (LaTourrette et al., 1995), Ta (Gregoire et al., 2000), La, Ce, Pr, Hf, Sm and Yb (Ionov et al., 1997). Asterisk (*) marks the values obtained after interpolation.

В модальном минеральном составе источников основной части магм Дариганги варьируют доли граната (от 3.7 до 7.2 %), клинопироксена (8–10 %) и оливина (от 63 до 57.5 %, чем меньше граната, тем больше оливина) при постоянном содержании ортопироксена (25 %) и флогопита (3 %). В плавящемся материале принимается соотношение: 49 %

оливина, 25 % ортопироксена, 20 % клинопироксена, 5 % граната, 1 % флогопита. Степень частичного плавления источников (F) по микроэлементным спектрам (рис. 14) и соотношению $(La/Yb)_N - (Yb)_N$ (рис. 15) изменяется от 0.006–0.01 для пород групп II и III до 0.045 для умеренно-К пород группы VI.

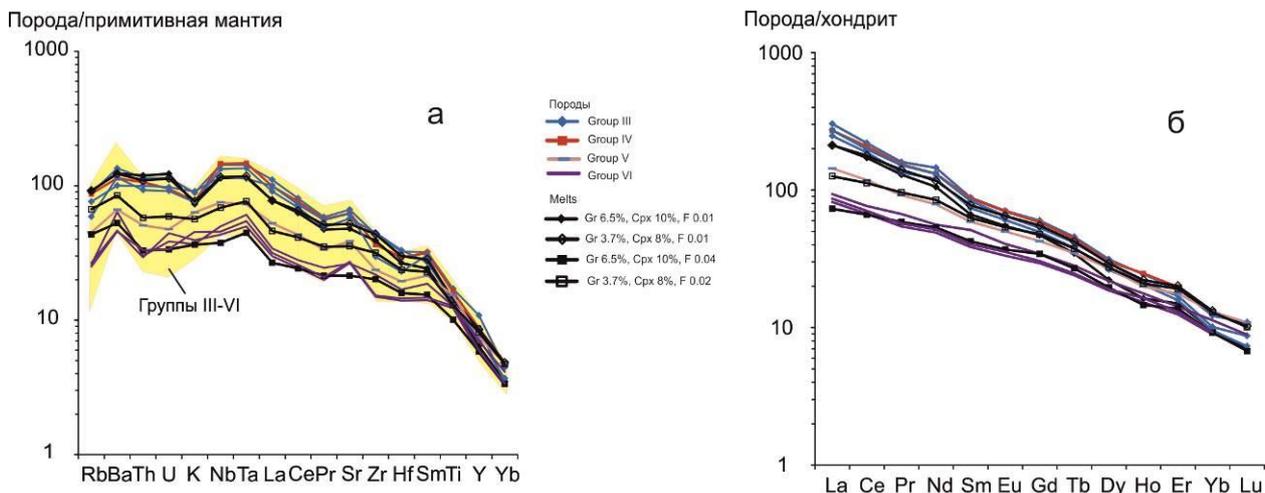


Рис. 14. Диаграммы содержания нормированных редких элементов (а) и редкоземельных элементов (РЗЭ) (б) в модельных расплавах в сравнении с таковыми в вулканических породах III–VI групп Дариганги. В качестве примера для пород Дариганги взяты умеренно-калиевые составы с максимальной и минимальной степенями частичного плавления (F). Для нормализации используются составы пиролита и хондрита из (McDonough, Sun, 1995).

Fig. 14. Diagrams of normalized trace-element contents (a) and chondrite-normalized rare-earth-element (REE) ones (b) in model melts compared with those of groups III–VI volcanic rocks from Dariganga. Moderate-K compositions with maximal and minimal degrees of partial melting (F) are taken as examples for Dariganga rocks. The pyrolite and chondrite compositions from (McDonough, Sun, 1995) are used for normalization.

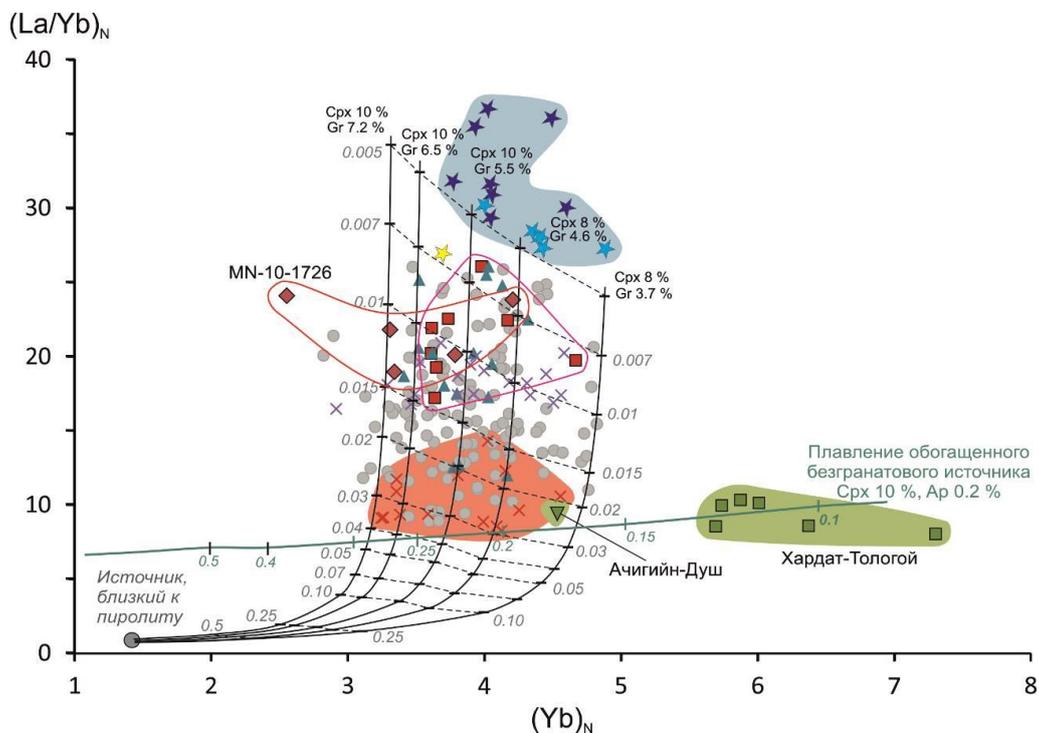


Рис. 15. Диаграмма $(La/Yb)_N - Yb_N$ для вулканических пород Дариганги. Условные обозначения см. на рис. 4. Цифрами на модельных кривых показана степень частичного плавления F. Штриховыми линиями соединены точки с одинаковыми F для источников, отличающихся только содержаниями граната и оливина. Приведен тренд плавления обогащенного безгранатового источника, который рассчитывался для толеитовых базальтов Ханнуобы (Чувашова и др., 2012). Нормирование выполнено по составу недифференцированной мантии (McDonough, Sun, 1995). На диаграмме показаны все составы, включая низкокалиевые, для которых моделирование не проводилось.

Fig. 15. Diagram $(La/Yb)_N$ vs Yb_N for Dariganga volcanic rocks. Symbols are as in Fig. 4. Numbers on the model curves indicate degree of partial melting F . Dashed lines connect points with the same F for sources that differ only in garnet and clinopyroxene contents. Shown is a melting trend of an enriched garnet-free source that was calculated for Hannuoba tholeiitic basalts (Chuvashova et al., 2012). The normalization is performed using the pyrolite composition after (McDonough, Sun, 1995). The diagram shows all compositions, including low- K ones, for which no modeling was performed.

Особый элементный состав пород Хардат-Тологая рассматривался как показатель содержания в источнике флогопита и/или амфибола (Xu et al., 2014). Судя по распределению фигуративных точек этих пород на диаграммах рис. 13 и 15, их источник может быть безгранатовым или иметь небольшое количество граната ($\leq 1\%$). Если использовать модель обогащенного безгранатового источника толеитовых базальтов Ханнуобы (Чувашова и др., 2012), степень его частичного плавления будет меняться от 7 до 12 %.

Для вулканических пород Дариганги с высоким отношением $(La/Yb)_N$ (группы I и II) получаются крайне низкие значения степени частичного плавления. Маловероятно, чтобы такой расплав мог отделиться от матрицы минералов. Следовательно, от матрицы отделился флюид, а расплав с высоким отношением $(La/Yb)_N$ мог генерироваться во флюидном потоке.

Для оценки содержания граната в источнике и степени частичного плавления используется также диаграмма $Ce/Y - Zr/Nb$ (рис. 16). На ней тренд пород вулкана Асхатэ

от базальтов гр. VI к базанитам гр. IV обозначает повышенную степень частичного плавления в начале действия вулкана и более низкую к концу его активности с относительным снижением отношения Zr/Nb . Эта интерпретация в целом согласуется с результатами расчетов степени частичного плавления по модельным спектрам микроэлементов, редкоземельным спектрам и соотношению $(La/Yb)_N - Yb_N$. На диаграмме $Ce/Y - Zr/Nb$ тренд пород гр. I вулкана Шилийн-Богд, однако, не обнаруживает существенных вариаций отношения Zr/Nb , которое свидетельствовало бы о смене степени частичного плавления в источнике. В ходе пирокластической активности этого вулкана проявляются составы с высоким отношением Ce/Y , а к концу активности отношение Ce/Y снижается. Высокие La/Yb и Ce/Y отношения в породах группы I могут быть связаны с присутствием карбоната в источнике. В следующем разделе оценивается роль карбоната в источниках, которая при микроэлементном моделировании частичного плавления не учитывается.

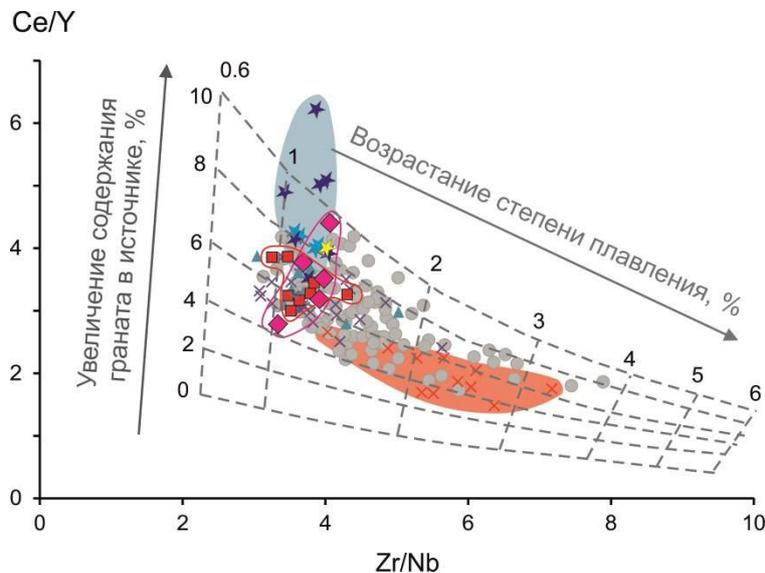


Рис. 16. Диаграмма зависимости Ce/Y от Zr/Nb для вулканических пород Дариганги. Обозначения см. на рис. 4. Вариации содержания граната и степени частичного плавления, показанные серыми пунктирными линиями, были смоделированы для литосферных источников вулканических пород Исландии (Hardarson, Fitton, 1991) и использованы для вулканических пород литосферных источников линии Камерун (Essomba et al., 2022).

Fig. 16. Ce/Y vs Zr/Nb diagram for Dariganga volcanic rocks. Symbols are as in Fig. 4. Variations in garnet content and degree of partial melting, shown by gray dashed lines, were modeled for lithospheric sources of volcanic rocks from Iceland (Hardarson and Fitton, 1991) and were used for volcanic rocks of lithospheric sources of the Cameroon line (Essomba et al., 2022).

Роль карбоната в источниках

В океанических базальтах Zr и Hf в геохимическом отношении близки к Sm (McDonough, Sun, 1995). Породы из источника с карбонатом должны в целом показывать повышенное отношение Zr/Hf, относительно источника без карбоната (Dupuy et al., 1992). На диаграмме Sm – Zr (рис. 17б) фигуративные точки пород Дариганги в общем распределяются вдоль линии $Zr/Sm = 28$, соответствующей направлению OIB+MORB. Точки ключевых пород гр. I (MN-09-1492 и MN-10-1686) находятся вблизи этой линии, хотя другие породы этой группы, а также породы групп II–III существенно отклоняются от нее. На диаграмме Sm – Hf (рис. 17а) фигуративные точки пород Дариганги в целом сдвинуты левее линии OIB+MORB ($Hf/Sm = 0.78$). Точка MN-10-1686 гр. I лежит на линии $Hf/Sm = 0.53$, а точка MN-09-1492 этой группы несколько смещена к составу OIB.

Породы Дариганги в целом показывают повышенное отношение Zr/Hf, относительно значения OIB+EMORB (36). В базанитах гр. IV значения этого отношения находятся в интервале значений 45–51. Только высоко-Mg базанит MN-10-1726 имеет отношение $Zr/Hf = 38$, близкое к значению OIB. Отношение Ce/Y в этой породе соответствует значению OIB (рис. 18а). Поскольку базанит MN-10-1726 представляет собой порцию адиабатически поднятого материала, отсутствие карбоната могло быть следствием его неустойчивости в источнике при высокой температуре. Однако в породах океанических мантийных плюмов концентрация Zn и значения $\delta^{66}Zn$ возрастают с увеличением роли карбоната в источнике и повышением температуры (Veinon et al., 2020). Следовательно, температура не является фактором удаления карбоната из источника. Отношение Zr/Hf базанита MN-10-1726 служит в качестве показателя рафинированного OIB+EMORB-подобного материала, который был адиабатически поднят в астеносфере из источника глубокой

мантии, не содержащего карбоната. Карбонатный компонент присутствует в менее магнезиальных породах гр. IV, а также в породах групп I и II. Фактически, карбонат характеризует все источники, кроме источника базанита MN-10-1726, включая источники пород групп III, V и VI.

На диаграмме Th/Yb – Zr/Hf центральное положение занимает основная группа базанитов (гр. IV). Отношение Th/Yb высоко-Mg базанита MN-10-1726 соответствует отношению в породах этой группы и превышает это отношение в составах OIB+EMORB. Часть фигуративных точек пород групп III, V и VI смещается от основной группы базанитов к составу без карбоната высоко-Mg базанита MN-10-1726, другая часть – к составам без карбоната типа OIB+EMORB (рис. 18б).

Смещение точек от линии OIB+EMORB с уменьшением концентрации Hf (рис. 17а), свидетельствующее о присутствии в источнике карбоната, определяется в четвертичных лавах вулканического поля Нуоминхе Северо-Восточного Китая. В породах этого поля карбонат присутствует в общем компоненте с отношением $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7052$, особенность которого заключается в Rb/Sr отношении, близком к нулю, поскольку в мантийном карбонате присутствует Ca (и, соответственно, изоморфная примесь Sr), но отсутствует K (и, соответственно, нет изоморфной примеси Rb) (Chuvashova et al., 2015).

Исходя из гипотезы о влиянии на распределение Hf карбоната в источнике, обогащение гафнием, относительно самария, в аномальном источнике пород Хардат-Тологоя может объясняться комплементарным соотношением этого источника с источником базанитов гр. IV (рис. 17а). Если также как во всех породах Дариганги в породах Хардат-Тологоя выдерживается отношение $Zr/Sm = 28$ (рис. 17б), отношение Zr/Hf в породах этого вулканического сооружения будет существенно ниже значения OIB+EMORB.

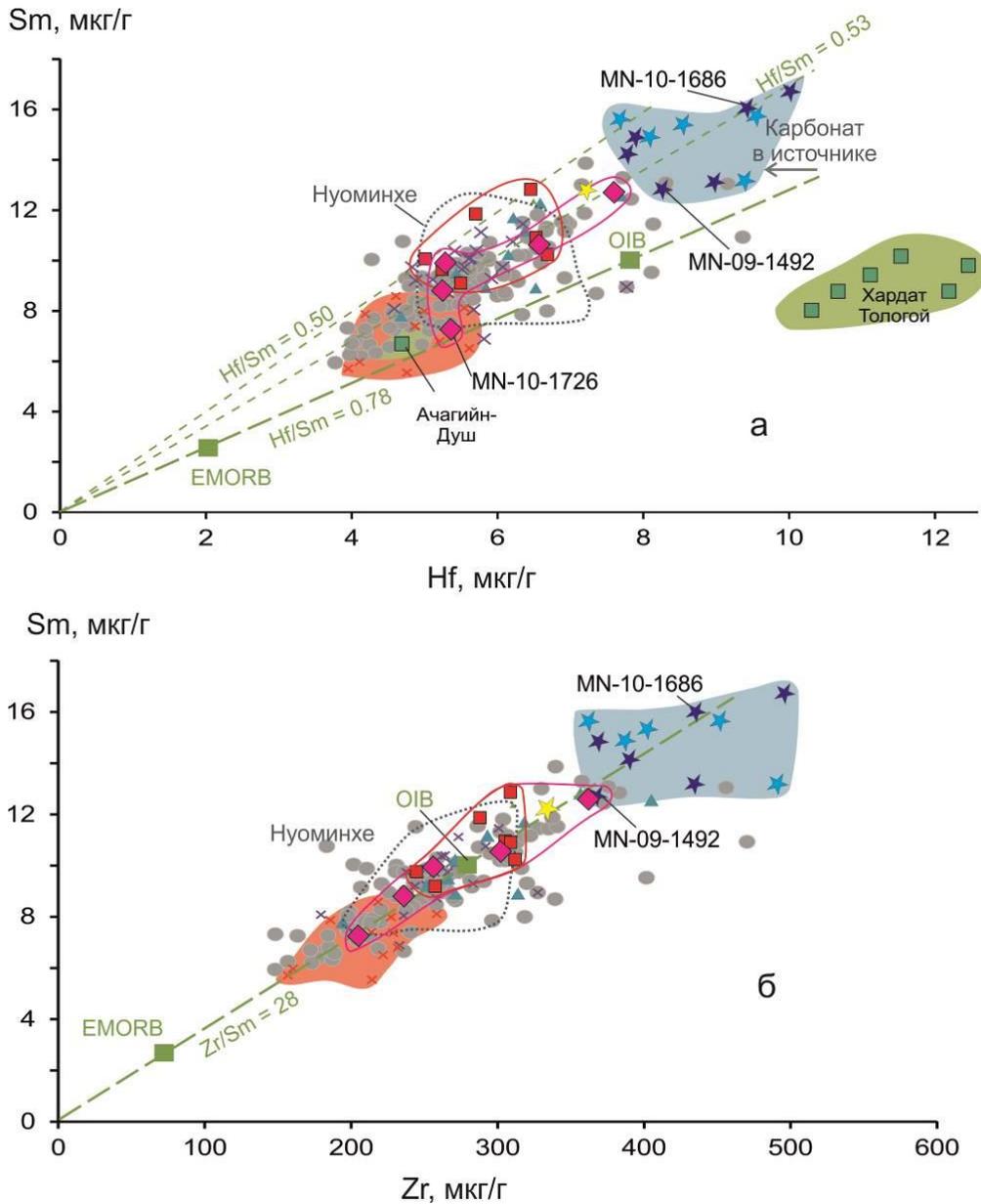


Рис. 17. Диаграммы Sm – Hf (а) и Sm – Zr (б) для вулканических пород Дариганги. Условные обозначения см. на рис. 4. Для вулканического поля Нуоминхе использованы данные из работы (Рассказов и др., 2011), для района Хардат-Тологой – данные из работы (Xu et al., 2014). Концентрация Zr в последней работе не приводится. Составы OIB и MORB из работы (Sun, MacDonough, 1989).

Fig. 17. Sm vs Hf (a) and Sm vs Zr (b) diagrams for Dariganga volcanic rocks. Symbols are as in Fig. 4. For the Nuominhe and Hardat Tologoy volcanic areas, data from (Rasskazov et al., 2011) and (Xu et al., 2014) are used, respectively. In the later paper, the Zr concentration is not presented. The OIB and MORB compositions are from (Sun, McDonough, 1989).

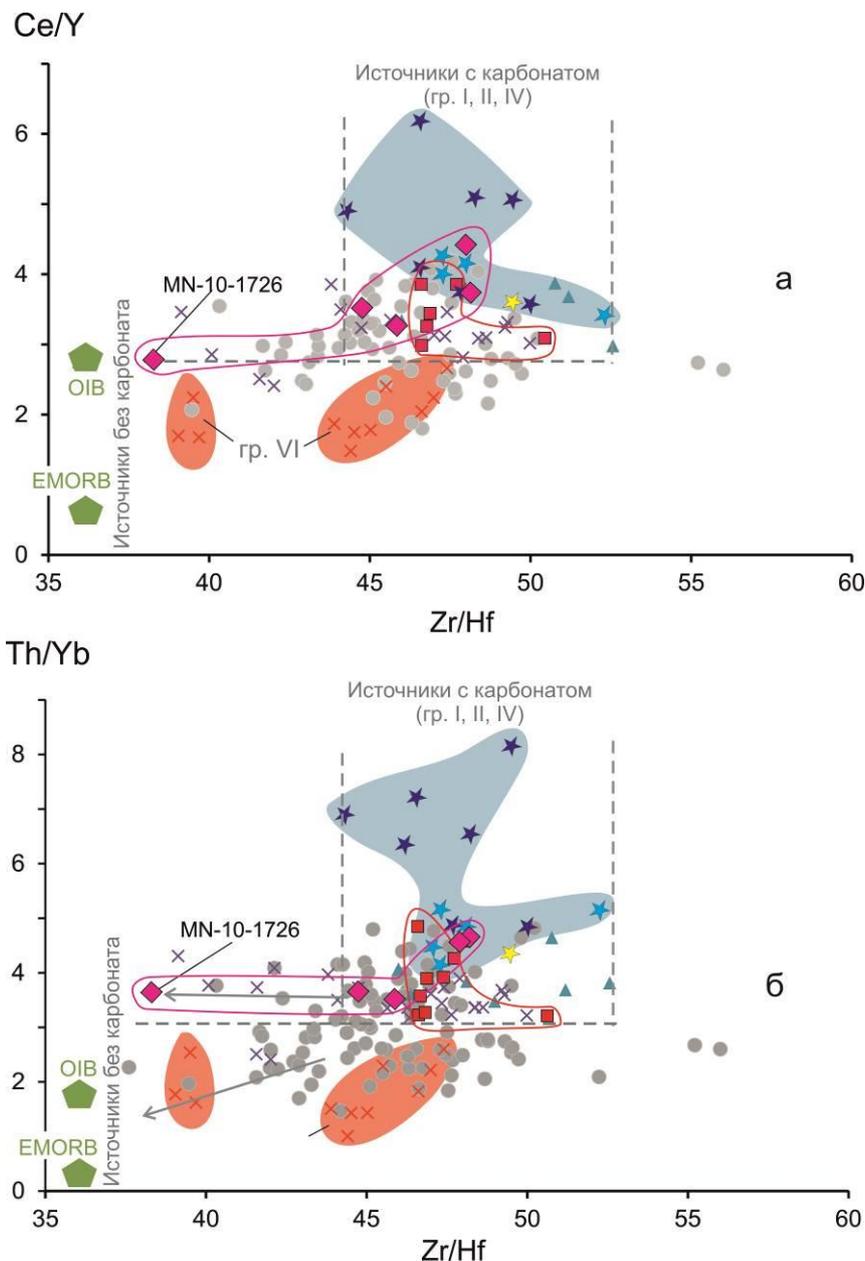


Рис. 18. Диаграммы Ce/Y – Zr/Hf (а) и Th/Yb – Zr/Hf (б) для вулканических пород Дариганги. Условные обозначения см. на рис. 4. Серыми стрелками показаны направления смещения точек, связанные со смешением компонентов из карбонатсодержащих источников с компонентами источников типа OIB+EMORB и слэбоподобного источника (MN-10-1726).

Fig. 18. Ce/Y vs Zr/Hf (a) and Th/Yb vs Zr/Hf (b) diagrams for Dariganga volcanic rocks. Symbols are as in Fig. 4. Gray arrows show directions of data point shifts associated with mixing of components from carbonate-bearing sources with those from the OIB+EMORB and remnant slab (MN-10-1726) ones. The OIB and MORB compositions are from (Sun, McDonough, 1989).

Признаки истощения и обогащения литосферных источников несовместимыми элементами

Основной процесс преобразования мантийных источников – истощение с удалением несовместимых элементов в частичных

выплавках (образование рестита) или обогащение с привнесом несовместимых элементов (фертилизация). Участие реститовых и фертилизированных мантийных компонентов в источниках вулканических пород Дариганги иллюстрируется диаграммой Th/Yb – Ta/Yb (рис. 19).

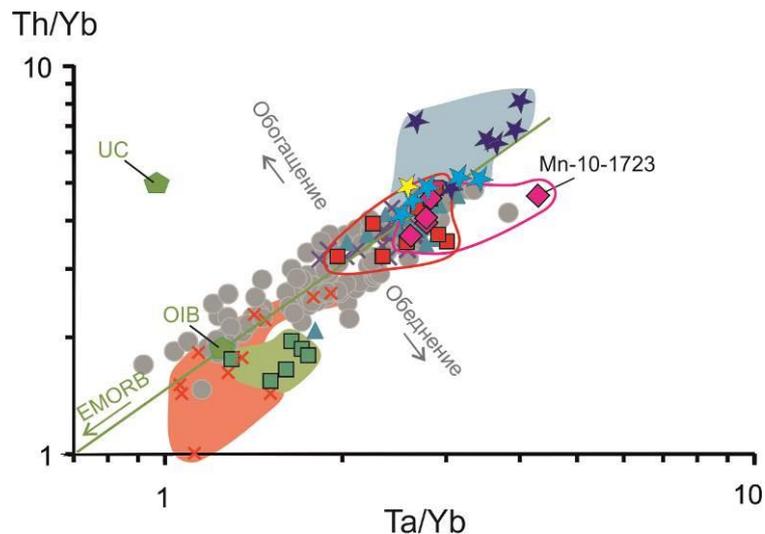


Рис. 19. Диаграмма Th/Yb – Ta/Yb для вулканических пород Дариганги. Условные обозначения см. на рис. 4. Состав верхней коры (UC) – по (Rudnick, Fountain, 1995), OIB и MORB – по (Sun, McDonough, 1989).

Fig. 19. Th/Yb vs Ta/Yb diagram for Dariganga volcanic rocks. Symbols are as in Fig. 3. The upper crust (UC) composition is from (Rudnick, Fountain, 1995), the OIB and MORB ones are from (Sun, McDonough, 1989).

На диаграмме этого типа в мантийных вулканических породах обычно идентифицируются компоненты континентальной коры по смещению фигуративных точек выше направления OIB+MORB (Pearce, 1983). Фигуративные поля петрогенетических групп пород Дариганги в общем распределяются вдоль этого направления. Эталонному составу OIB соответствует фигуративное поле пород гр. VI. Точки базальтов этой группы вулкана Асхатэ обнаруживают небольшое смещение вниз от состава OIB с преимущественным снижением отношения Th/Yb. Точки пород гр. IV в основном распределяются вдоль линии OIB+MORB, но точка низко-К базанита MN-10-1723 резко смещена в сторону обеднения. Точки пород гр. I отклоняются от линии OIB+MORB в сторону обогащения.

Сопоставление возраста вулканических пород Дариганги, Абаги и Дайлинора

Изначально лавы полей Абага и Дайлинора относились к плиоцену и квартеру (Liu et al., 2001). К–Аг датирование дает возрастной интервал извержений на этих полях от 15.1 до 0.16 млн лет (Ho et al., 2008).

На вулканическом поле Абага по характеру временных вариаций содержания К (рис. 20) намечаются 3 интервала: 1) 14.57–

9.54 млн лет назад, 2) 7.15–5.20 млн лет назад и 3) 7.15–5.20 млн лет назад. В первом интервале наблюдаются слабые вариации содержания калия (1.16–1.41 мас. %), во втором и третьем – более широкие вариации, соответственно, 0.66–1.63 и 0.83–1.73 мас. %. От начала к концу этих временных интервалов содержание калия возрастает.

На вулканическом поле Дайлинора известна единичная датировка 15.12 ± 0.92 млн лет и многочисленные датировки в интервале последних 3.4 млн лет. Содержание калия в начальной породе поля Дайлинора (1.26 мас. %) находится в пределах его вариаций в породах временного интервала вулканизма Абаги 14.57–9.54 млн лет назад. Во временном интервале последних 3.4 млн лет содержание калия в породах Дайлинора возрастает от 0.68 до 2.13 мас. %. Его максимальное содержание определено в породе последнего извержения вулкана Гезишан (Gezishan), которое относится китайскими вулканологами к голоцену (Sun, Li, 2023).

Калий–аргоновые датировки вулканических пород Дариганги (табл. 3) коррелируются с датировками вулканических пород Абаги интервала 14–3 млн лет. Породы гр. I средне-позднеплейстоценового вулкана Шилин-Богд содержат до 2.8 мас. % калия, в породах гр. III наиболее молодой (позднеплейстоценовой) постройки Дзотол содержание калия снижается до 1.4–1.6 мас. %.

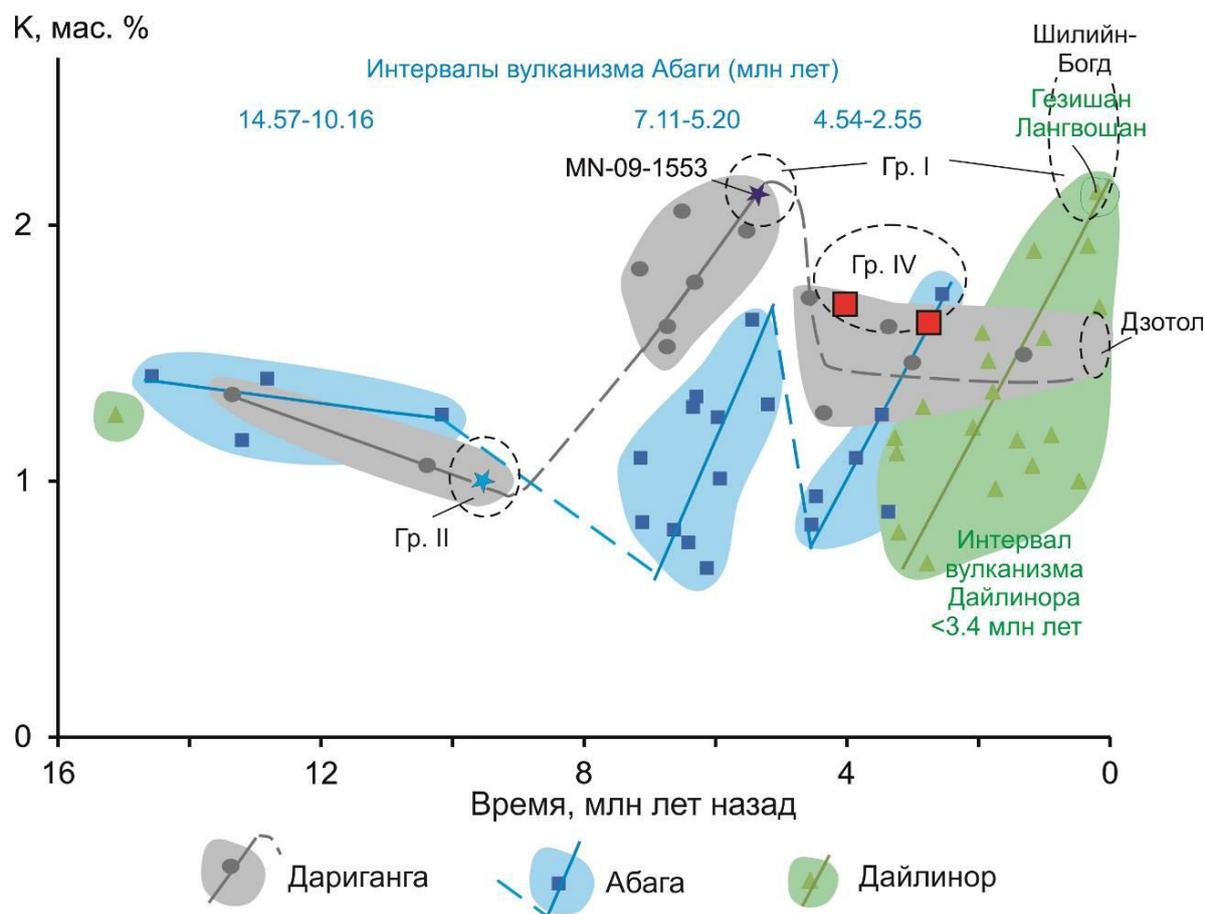


Рис. 20. Диаграмма временных вариаций содержания калия в породах вулканических полей Дариганга, Абага и Дайлинора. Условные обозначения для пород Дариганги см. на рис. 4. Используются данные (Ho et al., 2008; Zhang, Guo, 2016) и табл. 3. Временные вариации калия аппроксимируются сплошными линиями, перерывы обозначаются штриховыми линиями.

Fig. 20. Diagram of temporal variations in the potassium content in rocks from the Dariganga, Abaga, and Dalinuor volcanic fields. Symbols for Dariganga rocks are as in Fig. 4. Data used are from (Ho et al., 2008; Zhang and Guo, 2016) and Table 3. Low-K basanites of group IV are not dated. Temporal change of potassium content in volcanic rocks dated is approximated by solid lines, volcanic lulls are indicated by dashed lines.

В начальный возрастной интервал 14.57–9.54 млн лет Абага и Дариганги попадают породы с узким диапазоном концентрации калия (1.41–1.0 мас. %). Этот возрастной интервал обозначается четырьмя датировками пород Абага. Датировка породы Дайлинора 15.12 ± 0.92 млн лет предшествует возрастному интервалу пород Абага, а две датировки пород Дариганги (10.4 ± 1.0 и 9.5 ± 0.9 млн лет) приходятся на его окончание. Наблюдается относительное снижение содержания калия в породах Дариганги относительно содержания калия в одновозрастных породах Абага.

В возрастном интервале 7.15–5.20 млн лет наблюдается согласование серий датировок пород Абага с серией датировок пород Дариганги. В породах первого вулканического

поля явно содержится меньше калия, чем в породах второго вулканического поля. В начале этого возрастного интервала содержание калия в породах Абага было минимальным (снижалось до 0.66 мас. %), в конце – максимальным (возрастало до 1.63 мас. %). В начале возрастного интервала содержание калия в породах Дариганги также было на минимуме (снижалась до 1.53 мас. %), в конце – на максимуме (возрастало до 2.12 мас. %).

Следующий возрастной интервал 4.54–2.55 млн лет Абага и Дариганги снова обозначается минимумом калия (0.83 мас. %) в его начале и максимумом калия (1.73 мас. %) – в конце. Две датировки пород Дариганги (3.37 ± 0.62 и 2.99 ± 0.36 млн лет) подобны по

содержанию калия породам окончания этого возрастного интервала пород Абаги.

Возрастной интервал пород Дайлинора последних 3.4 млн лет перекрывается с финальным отрезком возрастного интервала Абаги и Дариганги. В интервале 3.4–2.6 млн лет назад вулканизм распространяется на всех трех вулканических полях, но с разным содержанием калия. В породах Абаги и Дариганги содержание калия повышено, в породах Дайлинора содержание калия около 3.4 млн лет назад находится на минимуме (снижается до 0.68 мас. %), к концу возрастного интервала содержание калия возрастает и выходит на максимум (2.13 мас. %) в наиболее молодых вулканах Дайлинора (Гезишан и Лангвоншан).

В целом на вулканических полях пограничной территории Монголии и Китая наблюдается переход от слабых временных вариаций содержания калия в вулканических породах среднего-позднего миоцена (15–10 млн лет назад) к более существенным вариациям в вулканических породах позднего миоцена–квартера (в последние 7 млн лет). На поле Абага наблюдается позднемиоценовый и плиоценовый интервалы возрастания калия, разделенные 0.7-миллионным перерывом, на поле Дайлинора – более продвинутое плиоцен-четвертичное возрастание калия. Уровень концентрации калия в породах самых молодых вулканов Дайлинора (Гезишан и Лангвоншан) сопоставляется с уровнем концентрации калия в породах максимума калия Дариганги в конце миоцена.

Имеются ли на вулканических полях Абаги и Дайлинора породы, подобные породам групп I, II и IV Дариганги?

На вулканических полях Дариганга, Абага и Дайлинора в общем определялись породы близкого состава, поэтому предполагалось, что магмы генерируются под вулканами в одинаковых геологических условиях под действием общих факторов (Togtokh et al., 2018; Sun, Li, 2023). Это предположение вступает в противоречие с различиями во временных вариациях калия в породах территорий (рис. 21). Далее это предположение тестируется прослеживанием геохимических характеристик пород групп I, II и IV с

вулканического поля Дариганга на вулканические поля Абага и Дайлинора.

Прежде всего, рассмотрим распределение пород гр. IV. На вулканических полях Абага и Дайлинора встречаются породы, которые могут относиться к базанитам по номенклатуре (Le Bas, 1989). В четырех породах этого типа, приведенных в работе (Zhang, Guo, 2016), определен узкий диапазон содержания MgO (10.3–10.7 мас. %). Он находится ниже предела 11 мас. %, принятого для пород гр. IV Дариганги (Чувашова и др., 2012). Пятый образец 100916-3 поля Дайлинора с содержанием MgO = 11.35 мас. % (K–Ar датировка 1.94 ± 0.07 млн лет), попадает в интервал содержания этого оксида в породах гр. IV. Его характеристики (содержание K₂O = 1.8 мас. %, отношения K₂O/Na₂O = 0.51, $10^{-3} \times K/Ta = 3.6$, La/Ta = 11.0) соответствуют характеристикам OIB-подобной подгруппы базанитов Дариганги. На диаграмме ураногенного Pb точка базанита 100916-3, однако, смещена в более радиогенную область и относится к совокупности пяти точек пород разного состава Дайлинора и Абаги, которая аппроксимируется линией с наклоном, соответствующим возрасту 3.39 млрд лет (см. следующий раздел). Следовательно, источник базанита 100916-3 в геохимическом отношении связан с источниками пород Дайлинора-Абаги и отличается от источников базанитов гр. IV Дариганги. В любом случае, распространение пород, занимающих переходное положение между тефритами и базанитами, на полях Абага и Дайлинора существенно уступает распространению пород гр. IV на поле Дариганга (рис. 21а).

Высокое содержание MgO (15.0 мас. %) при отношении La/Yb в пределах значений пород гр. IV Дариганги (34.7) определено в образце 09ABG17, отобранном на территории Китая (Chen et al., 2015). Местоположение этого образца не указано. Опробование проводилось вблизи границы с Монголией, поэтому этот образец, предположительно, относится к полю Дариганга. Характеристики Mg-базанита 09ABG17 (содержание K₂O = 0.77 мас. %, отношения K₂O/Na₂O = 0.24, $10^{-3} \times K/Ta = 1.9$) соответствуют характеристикам подгруппы базанитов Дариганги из источника, подобного источнику остаточного океанического слэба.

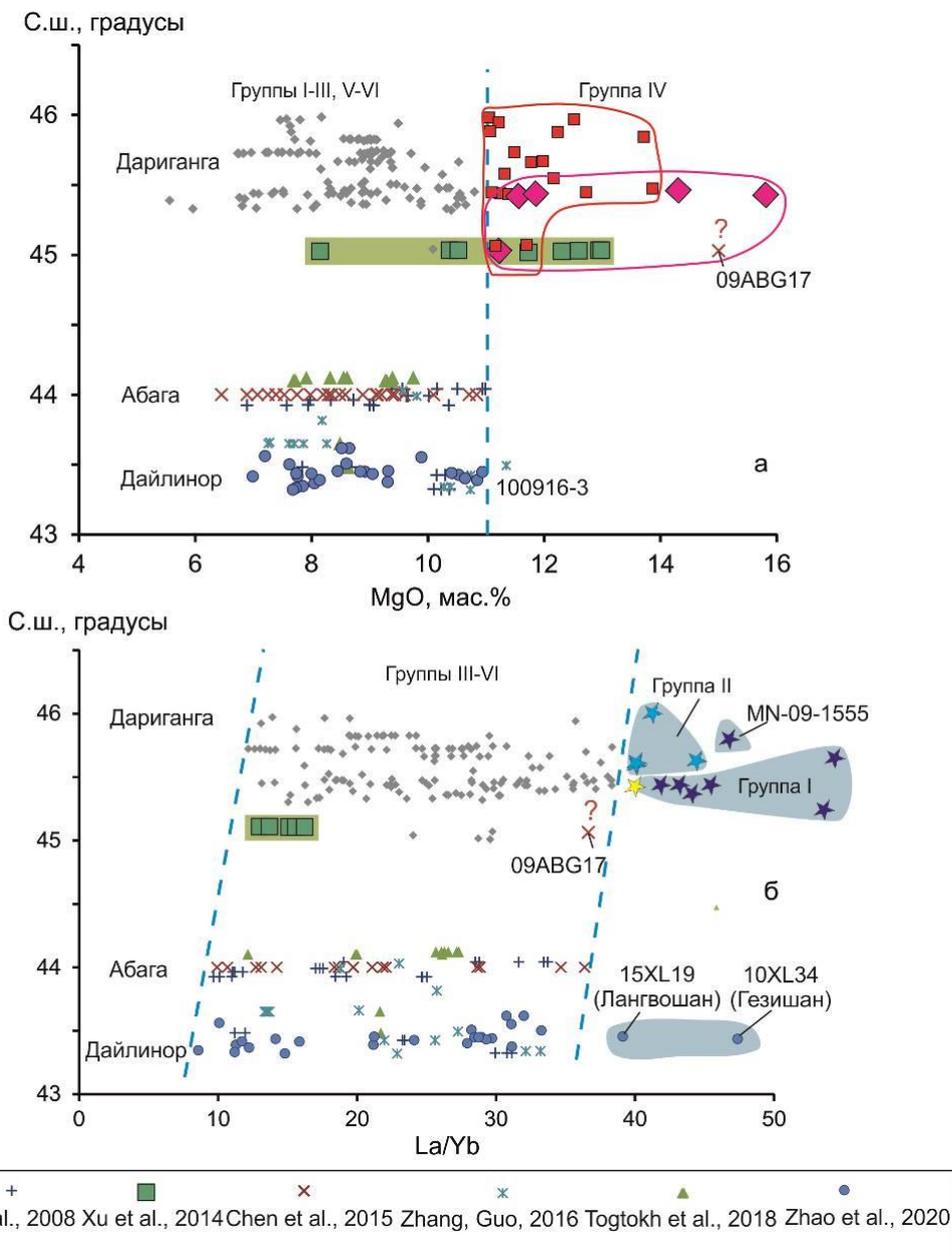


Рис. 21. Диаграммы сравнения содержания MgO (а) и отношения La/Yb (б) в вулканических породах Дариганги, Абаги и Дайлиноера. Символы на панелях (а) и (б) использованы соответственно для пород IV и I, II групп Дариганги с рис. 4. Вопросительный знак (?) указывает на предполагаемое местонахождение высоко-Mg базанита 09ABG17 из работы (Chen et al., 2015).

Fig. 21. Diagrams of the MgO content (a) and La/Yb ratio (b) comparisons in volcanic rocks from Dariganga, Abaga, and Dalinuoer. Symbols on panels (a) and (b) are used, respectively, for rocks of groups IV and I, II of Dariganga from Fig. 4. The question mark (?) indicates an assumed location of the high-Mg basanite 09ABG17 presented by Chen et al. (2015).

В работе (Zhao et al., 2020) в образцах 10XL34 и 10XL19 Дайлиноера определены высокие значения отношения La/Yb (47.4 и 39.1) при содержании MgO в пределах значительных пород гр. I и II Дариганги (соответственно, 8.0 и 9.2 мас. %) (рис. 21б). Первая порода представлена на вулкане Гезишан, который извергался в голоцене, вторая – на

вулкане Лангвошан, которого также имеет молодой возраст. Обе породы отличаются низким содержанием SiO₂ (соответственно, 42.36 и 41.56 мас. %) при умеренном содержании K₂O (2.77 и 2.59 мас. %) и умеренном отношении K₂O/Na₂O (0.55 и 0.64). По повышенному отношению 10⁻³×K/Ta (3.6 и 4.3) эти породы сопоставляются с породами гр. I,

которая характеризуется ОИВ-подобным составом.

Низкое отношение $10^{-3} \times K/Ta$, в интервале значений слабоподобных характеристик пород групп II и IV Дариганги, определено кроме Mg-базанита 09ABG17 (Chen et al., 2015), в породах ABQ-27, ABQ-27 (Togtokh et

al., 2018) (рис. 22). Эти породы, соответственно, по содержанию MgO 9.75 и 9.39 мас. % и отношению La/Yb 25.7 и 26.1 подобны породам гр. III Дариганги при низком содержании K_2O (0.73 и 0.86 мас. %) и низком отношении K_2O/Na_2O (0.20 и 0.25). На ДВП низко-К породы гр. III также встречаются.

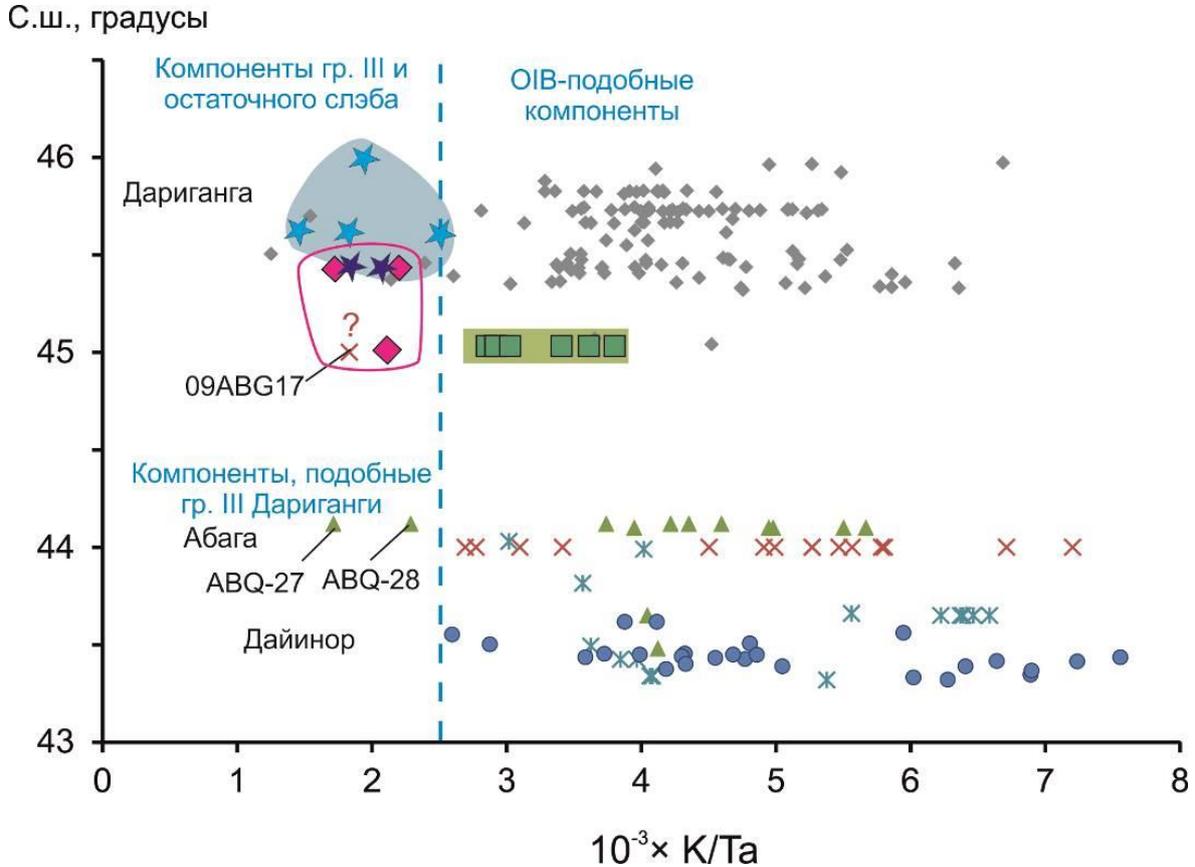


Рис. 22. Схема сравнения отношений $10^{-3} \times K/Ta$ в вулканических породах Дариганги, Абаги и Дайлинора. Обозначения используются как на рисунках 4 и 21.

Fig. 22. Diagram of the $10^{-3} \times K/Ta$ ratio comparisons in volcanic rocks from Dariganga, Abaga, and Dalinuor. Symbols are used as in Figs 4 and 21.

Из сопоставления следует, что породы гр. I, II и IV Дариганги в общем не распространяются на поля Абага и Дайлинора. Исключение составляют породы, подобные гр. I Дариганги, которые проявляются на поле Дайлинора в самых молодых (голоценовых)

извержениях. В северной части субмеридиональной цепочки вулканических полей Дариганга–Абага–Дайлинора имеет место переход от высокотемпературной к низкотемпературной генерации магм.

Таблица 5

Временное сопоставление источников с низкой (группы I, II), умеренной (группы III, V, VI) и высокой (группа IV) температурой генерации магм Дариганги, Абаги и Дайлинора

Table 5

Temporal comparison of sources with low (groups I and II), moderate (groups III, V, and VI), and high (group IV) generation temperature of Dariganga, Abaga, and Dalinuor magmas

Вулканическое поле	Дариганга	Абага	Дайлинора
--------------------	-----------	-------	-----------

Временной интервал вулканизма, млн лет назад	Источник (возраст, млрд лет)	Температура магмогенерации	Источник (возраст, млрд лет)	Температура магмогенерации	Источник (возраст, млрд лет)	Температура магмогенерации
15–11	фоновый, ОИВ-подобный (3.39)	умеренная	фоновый, ОИВ-подобный (3.39)	умеренная	фоновый, ОИВ-подобный (3.39)	умеренная
10–5	группы IV и II остаточного слэба (3.11) + фоновый (3.39)	высокая и низкая до умеренной в фоновом источнике	фоновый, ОИВ-подобный (3.39)	умеренная	вулканизм отсутствует	вулканизм отсутствует
4–3	группа IV протомантии (4.45) + фоновый (3.39)	высокая до умеренной в фоновом источнике	фоновый, ОИВ-подобный (3.39)	умеренная	фоновый, ОИВ-подобный (3.39)	умеренная
<3.4	группа I протомантии (4.47) + фоновый (3.39)	низкая до умеренной в фоновом источнике	вулканизм отсутствует	вулканизм отсутствует	от фонового, ОИВ-подобного (3.39) до протомантийного (4.44)	от умеренной до низкой

Фоновыми породами из источников типа ОИВ являются породы III, V и VI групп, образовавшиеся в результате частичного плавления протолита 3.39 млрд лет назад в области перехода от астеносферы к литосфере.

Background OIB-like sources are exhibited by rocks of groups III, V and VI resulted from partial melting of the 3.39 Ga protolith in a region of transition from the asthenosphere to lithosphere.

Расшифровка компонентов вулканических пород по изотопным отношениям Pb

Точки данных пород I группы (MN-09-1492, MN-09-1451, MN-10-1686), включая точки пород лавовых потоков вулканов Шилийн-Богд и Дзотол (MN-09-1452 и MN-09-1625) смещаются в левые части Pb-изотопных диаграмм (рис. 23). На диаграмме ураногенных отношений изотопов Pb (панель *a*) эти точки принадлежат геохроно 4.47 млрд лет, указывающей на гадейское (протомантийное) происхождение протолитов источников. На диаграмме отношений торогенного и ураногенного изотопов Pb (панель *b*) точки данных этих образцов попадают на линию отношения $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (~2.096), что демонстрирует когенетичность исходных протолитов как по ураногенным, так и по торогенным составляющим. Эти точки обозначают ряд Pb-изотопных компонентов протомантии в вулканических породах Дариганги.

Независимые доказательства присутствия протомантийных компонентов под

Даригангой были получены при изучении мантийных ксенолитов, отобранных из тефритового пьедестала вулкана Шилийн-Богд. В шлифах глубинных пород, между крупными зернами оливина и ортопироксена, были обнаружены новообразованные мелкозернистые минеральные агрегаты перидотитового парагенезиса с низкохромистой шпинелью. Под действием флюидов изменялся литосферный материал, имеющий как обедненный, так и обогащенный микроэлементный состав (по отношению к составу хондрита). Состав привнесенного материала определялся как общий компонент глубинных перидотитов путем радиального сближения точек составов валовых ксенолитов на диаграмме $(\text{La}/\text{Yb})_N - \text{Yb}_N$. Общий материал протомантии обозначался как компонент с геохимической характеристикой, соответствующей хондритовому соотношению $(\text{La}/\text{Yb})_N = 1$ при $\text{Yb}_N = 1.6$. Делался вывод о просачивании сквозь литосферный мантийный материал под вулканом Шилийн-Богд

флюидов с протомантийными характеристиками (Рассказов и др., 2022).

Оценка геохронного возраста 4.47 млрд лет, полученная для исходного протолита из ураногенного Pb пород группы I вулкана Шилийн-Богд, согласуется с хондритовыми признаками общего компонента глубинных перidotитовых ксенолитов из лав этого вулкана. Следовательно, материал протомантии, имеющий специфические геохимические характеристики, застревал в мантийных породах литосферы и проникал через нее с извержением на поверхности Земли в виде расплава и пирокластических выбросов.

В связи с выделением протомантийного компонента под ДВП, нужно отметить, что при исследовании мантийных ксенолитов из пород вулканов Пектусан (Baegdusan) и Пэгрёндо (Baegryongdo) в Корее (Kim et al., 2005) в оливине регистрировался вклад космогенного ^3He . В оливине из ксенолитов и вулканических пород Хангая и бассейна Джиды Байкало-Монгольского региона определялся изотопный состав гелия, типичный для малоглубинной мантии (Barry et al., 2007). В обоих случаях определения изотопов He проводились по валовым крупнозернистым оливиновым фракциям, отражающим состав пород литосферы. Изотопный состав

не новообразованных мелкозернистых минеральных агрегатов, подобных агрегатам, обнаруженным в лавах вулкана Шилийн-Богд, пока не исследовался.

Три породы I группы (MN-09-1450, MN-10-1713 и MN-10-1692) характеризуются высокими изотопными отношениями $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. К ним относится линза стекла из агглютинатов вулкана Шилийн-Богд. Столь заметный сдвиг изотопных характеристик Pb на основании геохимического сходства этих пород с породами, лежащими на геохроне 4.47 млрд лет и разброса их точек по оси абсцисс интерпретируется в рамках модели вторичной изохроны, начиная с материала протомантийного источника. Примерная оценка возраста модифицированных протолитов дегазированной мантии в 2.74 млрд лет получена по линии соединения точек агглютината вулкана Шилийн-Богд (MN-09-1451) и линзы стекла (MN-09-1450) из этого агглютината. При использовании точки лавового извержения этого вулкана (MN-09-1452) возраст может увеличиваться до 2.89 млрд лет. Компоненты дегазирующих протолитов гадейского и позднеархейского возрастов четко проявляются, поскольку наблюдается общий сдвиг точек группы I при возрастании отношения $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (рис. 23а).

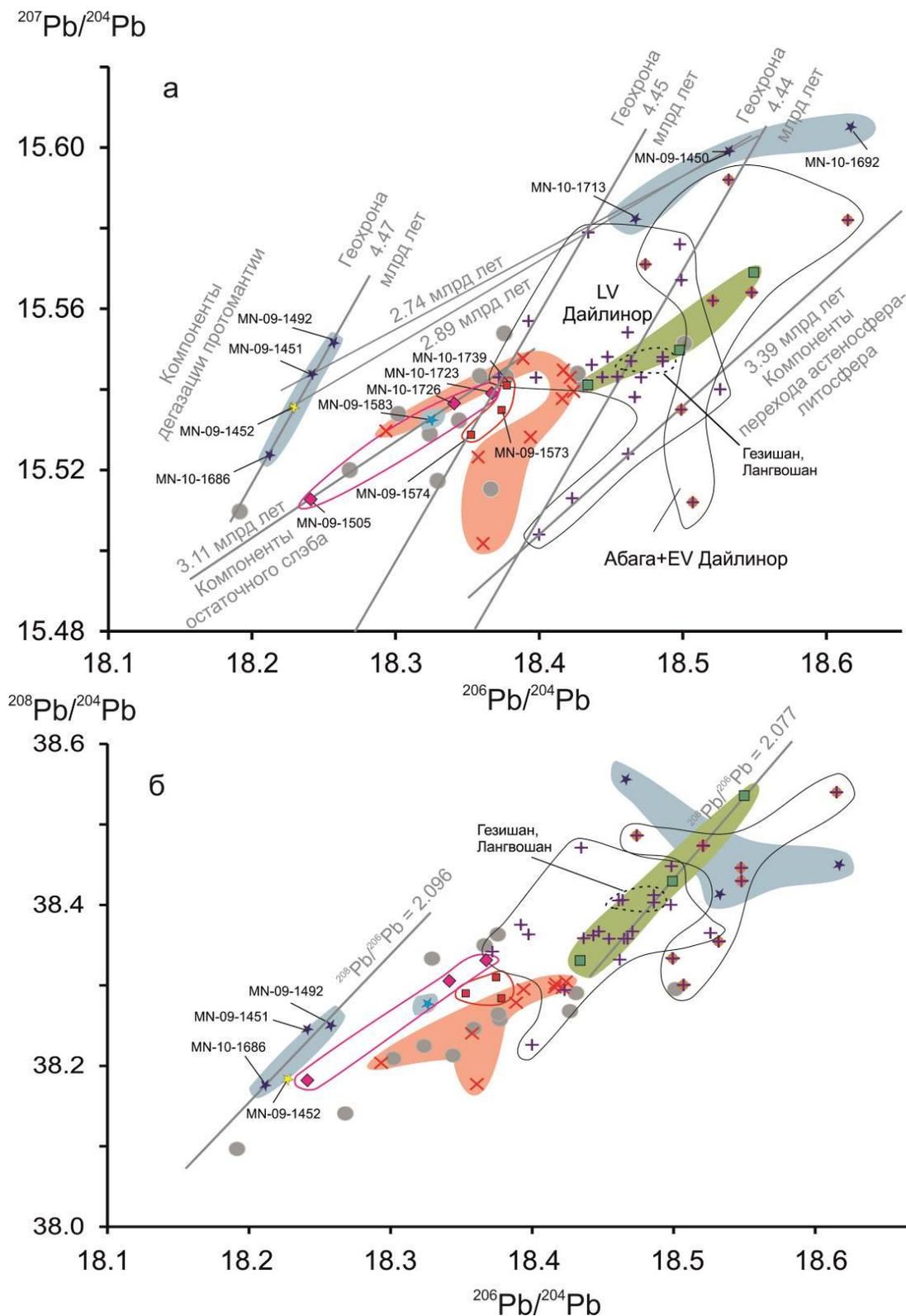


Рис. 23. Диаграммы $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (а) и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (б) вулканических пород Дариганги, Абаги и Дайлинора. Условные обозначения см. на рис. 4. Показаны контрастные компоненты дегазирующей мантии возрастом 4.47 и 2.74 млрд лет (группа I из Дариганги), переходная область астеносферы-литосферы с возрастом стабилизации около 3.39 млрд лет (поздние вулканы из Дайлинора) и остаточного слэба около 3.11 млрд лет (группа II и низкокальциевые породы группы IV Дариганги). Вулканы Абаги и ранние вулканы (EV) Дайлинора содержат больше радиогенного Pb, чем поздние вулканы (LV) Дайлинора.

Fig. 23. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (a) and $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (b) diagrams for Dariganga, Abaga and Dalinuoer volcanic rocks. Symbols are as in Fig. 4. Shown are contrast components of degassing mantle of ca. 4.47 Ga and 2.74 Ga (group I from Dariganga), asthenosphere–lithosphere transition region with stabilization age of ca. 3.39 Ga (late volcanics from Dalinuoer), and residual-slab of ca 3.11 Ga (group II and low-K rocks of group IV from Dariganga). Volcanics from Abaga and early volcanics (EV) from Dalinuoer have more radiogenic Pb than late volcanics (LV) from Dalinuoer.

На рис. 23а точки петрогенетических групп II–VI вулканических пород Дариганги смещены вправо относительно геохроны 4.47 млрд лет. Ряд точек низкокалийевых базанитов аппроксимирован вторичной изохронной линией с наклоном, соответствующим возрасту около 3.11 млрд лет. Около этой линии нанесен одиночный тефрит II группы. На рис. 23б точка этой породы также попадает в поле данных низкокалийевых базанитов. Это может свидетельствовать о том, что расплавы низкокалийевых базанитов IV группы и тефритов II группы с низким K/Та и пониженным La/Та (рис. 12) происходят из общего (3.11 млрд лет) протолита остаточного слэба.

На обеих Pb-изотопных диаграммах точки умереннокалийевых пород IV группы (MN-09-1574, MN-09-1573 и MN-10-1739) сдвинуты ниже низкокалийевого тренда. Этот сдвиг показывает разницу между остаточно-слэбовым источником низкокалийевых базанитов (группа IV) и ОИВ-подобным источником умеренно-калийевых базанитов (группа IV). В обоих случаях горячий материал адиабатически поднялся из глубин мантии. Набор из трех точек умеренно-калийевых базанитов IV группы может соответствовать геохроне с возрастом около 4.45 млрд лет. Если это так, то протомантия представлена не только дегазирующим материалом (с высоким отношением La/Yb) с возрастной оценкой 4.47 млрд лет, но и адиабатически поднятым материалом (с высоким содержанием MgO) с близкой возрастной оценкой около 4.45 млрд лет.

Точки фоновых пород (группы III, V и VI) в основном рассредоточены вдоль области точек остаточного слэба. На этот тренд попадают также две точки пород вулкана Асхатэ, но большинство точек пород этого вулкана смещено вправо и ниже поля данных умеренно-калийевых базанитов IV группы. Они рассеяны по отношению $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ при

узком диапазоне отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, рассредоточиваясь в целом субпараллельно геохроне 4.45 млрд лет.

Смещение точек пород вулкана Асхатэ, относительно точек пород группы IV, продолжается трендом пород Хардат-Тологоя, который начинается от фигуративного поля вулкана Асхатэ и дает линию, простирающуюся субпараллельно линии пород 3.11 млрд лет остаточно-слэбового источника (т.е. его протолит может иметь возраст около 3.11 млрд лет). На схеме рис. 23б точки пород Асхатэ и Хардат-Тологоя лежат на линии одинакового отношения $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (~2.077), что указывает на когенетичность этих составов по Th/U отношению.

На диаграмме ураногенных изотопов Pb точки вулканических пород Абаги и Дайлинора сдвинуты относительно даригангских в сторону более радиогенных составов. Пять точек пород Абаги и Дайлинора дают вторичную изохрону с наклоном, соответствующим возрасту 3.39 млрд лет, что может указывать на интегрированное во времени накопление радиогенного Pb в ОИВ-подобном источнике в основании литосферы. Изотопная характеристика Pb этого источника отличается от характеристики источников Дариганги.

Базанит 100916-3 Дайлинора (Zhang, Guo, 2016), близкий по составу к умеренно-калийевым базанитам IV группы Дариганги, дает точку на Pb-изотопной диаграмме, смещенную от даригангской серии точек. Этот состав принадлежит к совокупности пород Абаги и Дайлинора, аппроксимируемой линией с наклоном, соответствующим возрасту 3.39 млрд лет. Следовательно, источник базанита 100916-3 отличается от источников базанитов группа IV Дариганги и принадлежит к протолитам Абаги и-Дайлинора.

Из рассмотренных Pb-изотопных данных можно сделать вывод о том, что вулканы

Дариганга извергали расплавы протомантийного материала возрастом 4.47 и 4.45 млрд лет, частично модифицированного около 2.7–2.9 млрд лет назад, а также расплавы протолита остаточного слэба, образовавшегося около 3.11 млрд лет назад. На вулканическом поле Дайлинор вулканы Гезишан и Лангвошан извергали расплавы с геохимическими признаками, близкими к группе I Дариганги, из протомантийного источника более молодого возраста (4.44 млрд лет). Преобладали выплавки из источника астеносферно-литосферного перехода, изолированного около 3.39 млрд лет назад.

Мы видим, что низкотемпературная магма образовалась в результате дегазации протолита гадейского магматического океана, а высокотемпературная магма связана с источником архейского слэба. Высокотемпературный процесс обусловил адиабатический подъем вещества через астеносферу. Возможно, 10–5 млн лет назад сработал механизм погружения остаточного слэба из переходного слоя в нижнюю мантию, который вызвал противоток первичного нижнемантийного материала, образовавшийся в последние 5 млн лет.

Хотя источники протомантии могли располагаться на границе переходного слоя и нижней мантии, судя по линейному распределению вулканов с породами I, II и IV групп, а также вулканов Хардат-Тологой и Ачагин-Душ с породами аномального состава (рис. 10), следует признать, что подъем расплава был обусловлен процессами в переходной области от астеносферы к литосфере.

Изотопные характеристики Rb указывают, с одной стороны, на контакты разновозрастных протолитов в источниках, с другой стороны, на условия смешения разнородного материала, в результате которого образовались фоновые составы переходной области астеносфера–литосфера.

Из сопоставлений следует, что источники пород I, II и IV групп в целом не распространяются от вулканического поля Дариганга к полям Абага и Дайлинор. Исключение составляют лишь источники пород, подобных источникам I группы Дариганги, которые представлены в самых молодых вулканах Гезишан и Лангвошан вулканического поля Дайлинор. Однако они соответствуют геохроне 4.44 млрд лет.

Распределение изверженных высоко- и низкотемпературных магм в Японско-Байкальском геодинамическом коридоре

Эволюция кайнозойского вулканизма в Центральной и Восточной Азии регулируется процессами, развивающимися в Японско-Байкальском геодинамическом коридоре (ЯБГК), – ограниченной по латерали подвижной полосе литосферы и подлитосферной мантии, характеризующейся действием сил затягивания материала от периферии коридора к его оси. При ЗСЗ простирании геодинамического коридора силы затягивания к оси приводят к косому растяжению литосферы с развитием зон трансенсии. На деформации литосферы Внутренней Азии влияет также Индо-Азиатское взаимодействие (рис. 24).

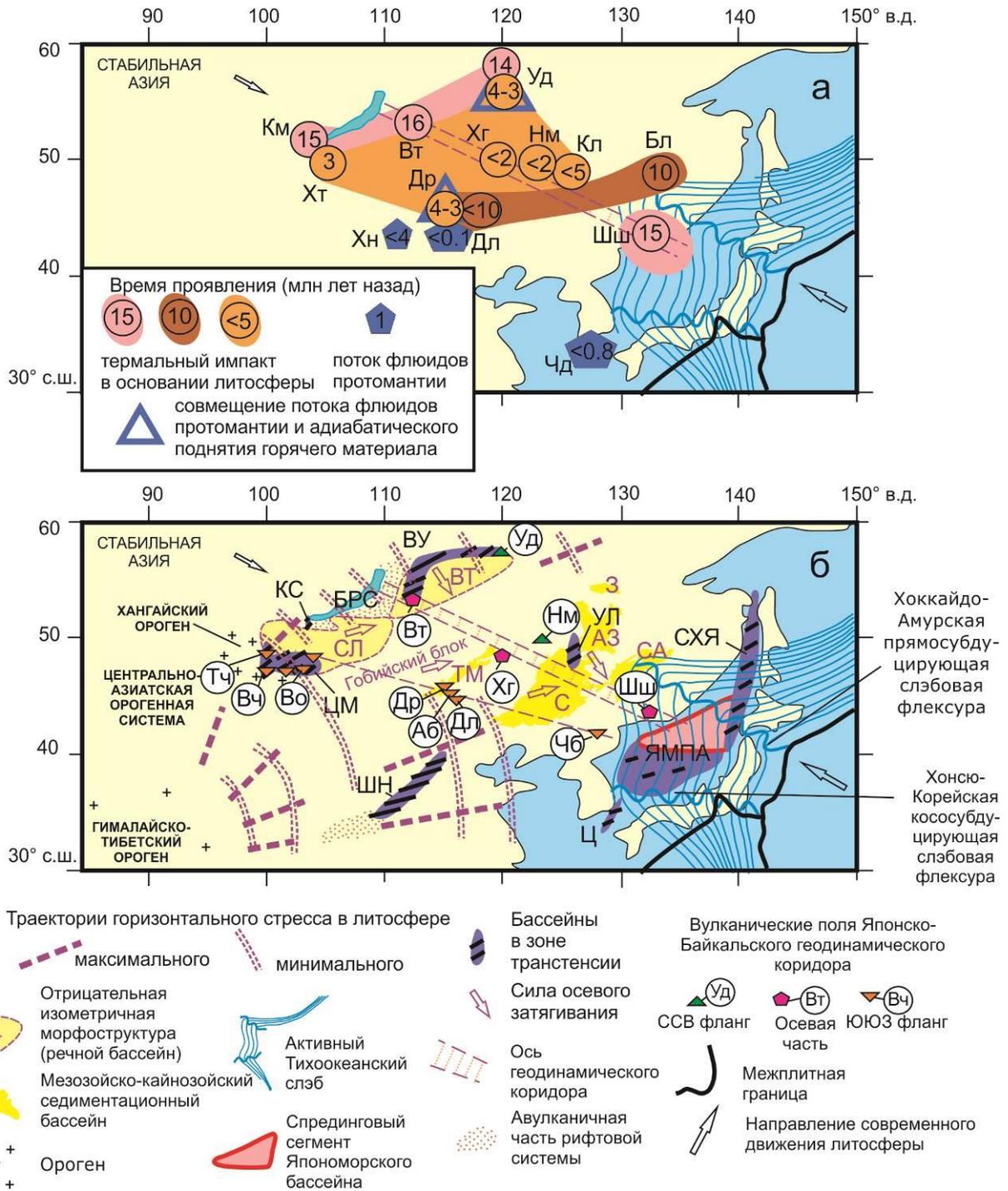


Рис. 24. Схемы проявления адиабатического поднятия горячего материала и потоков флюидов протомантии (а) и пространственного распределения горячих зон трансенсии относительно оси ЯБГК и области тектонического стресса, распространяющегося в литосфере от зоны Индо-Азиатской конвергенции (б). Панель а: Вулканические поля, обозначающие термальный импакт и/или поток флюидов протомантии: Др – Дариганга, Дл – Дайлинон, Хн – Ханнуоба, Хт – Хэнтэй, Хг – Халхин-Гол, Нм – Нуоминхе, Кл – Келуо, Бл – Болонь, Чд – Чеджу, Шш – Шкотово-Шуфан, Вт – Витим, Уд – Удокан, Км – Камар. Панель б: Япономорский пулл-апарт (ЯМПА) и его зоны трансенсии: СХЯ – Сахалин-Хоккайдо-Япономорская, Ц – Цусимская. Байкальская рифтовая система (БРС) и ее зоны трансенсии: ВУ – Витимо-Удоканская, КС – Камарско-Становая, ЦМ – Центрально-Монгольская. Зоны трансенсии в центральной части ЯБГК: УЛ – Удаляньчи, ШН – Шанси. Вулканические поля (в кружках): ось ЯБГК (Вт – Витимское, Ш – Шкотовское, Шуфанское), его ЮЮЗ фланг (Вч – Верхне-Чулутынское, Тч – Тарят-Чулутынское, Во – Верхнеорхонское, Др – Даригангское, Аб – Абага, Дл – Дайлинон, Чб – Чангбай), его ССВ фланг (Уд – Удоканское, Ул – Удаляньчи, НМ – Нуоминхе). Крупные отрицательные морфоструктуры БРС: СЛ

– Селенгинский, ВТ – Витимский. Седиментационные бассейны Восточной Азии: С – Сунляо, АЗ – Амурско-Зейский, З – Зейский, СА – Средне-Амурский, ТМ – Тамцагский (кайнозойский). Для схемы *a* использованы данные этой статьи и работы (Chuvashova et al., 2017b; Рассказов, Чувашова, 2018; Rasskazov et al., 2020a; ссылки в этих работах). Схема ЯБГК из работы (Chuvashova et al., 2017a) с изменениями. Структуры Японского моря и Татарского пролива показаны по работе (Jolivet et al., 1994), траектории горизонтального стресса в литосфере Центральной и Восточной Азии – по работам (Xu et al., 1992; Саньков и др., 2011).

Fig. 24. Schemes of displaying adiabatic upwelling of hot material and protomantle fluid fluxes (*a*) and spatial distribution of hot transtension zones relative to the axis of the Japan-Baikal Geodynamic Corridor and spatial overlap of the Indo-Asian convergence tectonic stress on its SSW flank (*b*). On panel (*a*): Volcanic fields indicating a thermal impact and/or protomantle fluid flux: Dr – Dariganga, DI – Dalinuoer, Hn – Hannuoba, Ht – Hentei, Hg – Khalkhin-Gol, Nm – Nuominhe, Kl – Keluo, Bl – Bologne, Jj – Jeju, ShSh – Shkotovo-Shufan, Vt – Vitim, Ud – Udokan, Km – Kamar. On panel (*b*): Hot transtension structures: VU – Vitim-Udokan, KS – Kamar-Stanovoi, CM – Central Mongolia, W – Wudalianchi, Shn – Shanxi. The Japan Sea Pull-Apart (JPPA), its transtension zones: SHJ – Sakhalin-Hokkaido-Japan Sea, T – Tsushima. Volcanic fields (in circles): axis of the Japan-Baikal Geodynamic Corridor (Vt – Vitim, ShSh – Shkotovo-Shufan), its SSW flank (Uch – Upper-Chulutyn, Tch – Taryat-Chulutyn, UO – Upper-Orkhon, Dr – Dariganga, Ab – Abaga, DI – Dalinuoer, Chb – Changbai), and its NNE flank (Ud – Udokan, Nm – Nuominhe). Large basins: SL – Selenga, VT – Vitim. Sedimentary basins of East Asia: S – Songliao, AZ – Amur-Zeya, Z – Zeya, MA – Middle Amur. Scheme in panel *b* is modified after (Chuvashova et al., 2017). Pull-apart structures of the Sea of Japan and Tatar Strait are shown after (Jolivet et al., 1994). Horizontal stress trajectories in the lithosphere of Central and East Asia are indicated after (Xu et al., 1992; Sankov et al., 2011).

Характер проявления источников вулканизма зависит от местоположения вулканического поля в структуре ЯБГК. Наиболее отчетливо вулканизм связан с развитием транстенсии на ССВ фланге ЯБГК, в СВ части Байкальской рифтовой системы (БРС). На осевом Витимском поле геодинамического коридора вулканизм позднего кайнозоя длится во временном интервале 16–0.6 млн лет назад, на периферическом Удоканском поле – во временном интервале последних 14 млн лет. В эволюции вулканизма проявляются эпизоды плавления мантии при поступлении в область магмогенерации дополнительного тепла или флюидов. Соответственно, в источниках либо возрастает потенциальная температура (T_p) вследствие адиабатического поднятия горячего материала из глубокой мантии, либо температура плавления понижается в присутствии летучих компонентов.

Фактор высокой T_p в области магмогенерации приводит к извержениям высоко-Mg расплавов на северо-востоке БРС в середине миоцена. На Витимском вулканическом поле в интервале 16–13 млн лет назад извергаются пикробазальтовые и базанитовые расплавы с содержанием MgO (без аккумуляции оливина) до 17.1 мас. % ($T_p = 1510$ °C) в сочетании с андезибазальтовыми расплавами. На

Удоканском вулканическом поле около 14 млн лет назад извергаются расплавы оливинных мелалейцититов с содержанием MgO (без аккумуляции оливина) до 14 мас. % ($T_p = 1430$ °C). После среднего миоцена состав магм меняется. На Витимском поле извергаются слабо дифференцированные базальтовые, трахибазальтовые, тефритовые, фонотефритовые и тефрифенолитовые расплавы, на Удоканском поле – дифференцированные вулканические серии высокой щелочности (тефрит – фонотефрит) и умеренной щелочности (щелочной оливинный базальт – трахит). Дополнительный импульс высоко-Mg вулканизма выражается в извержении натровых Mg-базанитов в центральной части Удоканского поля в интервале 4.0–3.5 млн лет назад. Максимальное содержание MgO = 12.7 мас. % дает $T_p = 1394$ °C.

Разный характер магмогенерации территорий в оси и на ССВ периферии ЯБГК находит выражение в разной роли флюидов. Под Удоканским полем область генерации дифференцированных серий обогащена H₂O-содержащими флюидами, тогда как под Витимским полем в области генерации слабо дифференцированных расплавов фактор обогащения H₂O-содержащими флюидами отсутствует. Об этом свидетельствует распространение амфибола в глубинных

кристаллических включениях дифференцированных серий Удоканского вулканического поля и его отсутствие в глубинных включениях из слабо дифференцированных вулканических пород Витимского поля (Chuvashova et al., 2017b; Рассказов, Чувашова, 2018; Rasskazov et al., 2020a).

Для общего сравнения наиболее показательны породы Удоканского вулканического поля с проявлением двух эпизодов высокомагнезиальных составов: среднемиоценового (16–13 млн лет назад) с калиевой специализацией и плиоценового (4–3 млн лет назад) с натровой специализацией. Одновременно с первым эпизодом произошло извержение K–Na пикробазальтовой расплава на Камарском вулканическом поле западного побережья Байкала, а также извержение расплавов оливин-лейцититового состава на Шкотово-Шуфанском вулканическом поле западного побережья Японского моря (Rasskazov et al., 2010). Даригангские высокомагнезиальные расплавы с OIB-подобными характеристиками извергались одновременно с натриевыми (плиоценовыми) высокомагнезиальными удоканскими расплавами. На вулканическом поле Келуо ультракалиевый вулканизм со значительной ролью оливин-оливиновых лейцититов начался около 5 млн лет назад и продолжался до голоцена (Zhao et al., 2014). Попадающие в этот временной интервал высокомагнезиальные лавы встречаются на Хентейском вулканическом поле (3 млн лет назад), а также на вулканических полях Нуоминхэ и Халхин-Гол (<2 млн лет).

Особый эпизод между извержениями калиевых и натриевых удоканских лав произошел в северной части Среднеамурской котловины (вулкан озера Болонь). Около 9.6 млн лет назад извергались расплавы оливин-оливиновых лейцититов (Рассказов и др., 2003). Этот эпизод коррелируется с интервалом вулканизма Дариганги 10–5 млн лет, в котором расплавы были производными остаточно-слабозоного источника, включающего низкокалиевые базальты IV группы.

Вулканическое поле Дариганга объединяется с осевыми вулканическими полями ЯБГК (Учагоу, Халаха и Халхин-Гол) Тамцагской кайнозойской предгорной впадиной, ограничивающей Гобийский блок с юго-юго-

востока. Этот блок движется к оси геодинамического коридора. Вдоль бассейна Тамцаг развивается правосторонняя трансенсия, подобная трансенсии в рифтовой зоне Шаньси. Высоко-Mg породы Даригангского поля маркируют юго-западное окончание Тамцагской зоны растяжения, а Халхин-Голского поля – ее северо-восточное окончание (рис. 1, 24б).

Пространственная смена мантийных источников

Протомантийные Pb-изотопные характеристики характерны для источников вулканических пород на флангах ЯБГК. Изотопы Pb указывают на источник возрастом 4.51 млрд лет для вулканитов Удоканского вулканического поля и гораздо более молодой (около 660 млн лет) – для вулканитов Витимского поля. Кроме вулканитов Удоканского поля, протомантийные источники отмечены для пород Ханнуобы, Уланхады и Чеджу (Рассказов и др., 2020a), а также для пород Дариганги и Дайлинора (настоящая работа). Фигуративные точки пород Абаги и Дайлинора с высоким отношением $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, лежащие на геохроме 4.44 млрд лет, воспринимаются как протомантийная характеристика, о которой свидетельствует микроэлементное сходство пород самых молодых построек Лангвошан и Гезишан Дайлинора и пород I группы вулканов Дариганги.

Заметное смещение точек предполагаемых компонентов протомантии вулканитов Абага и Дайлинора, относительно точек пород I группы Дариганги, может указывать на латеральный возрастной переход во фрагментах протомантии гадейского магматического океана. Протомантия состава ELMU могла затвердеть в интервале 4.47–4.44 млрд лет назад на расстоянии десятков и первых сотен километров. Рассматриваемые вулканические поля расположены в зоне Солонкерского шва, образовавшегося в результате закрытия палеоокеана (Şengör, Natal'in, 1996). В результате сближения его берегов первичное положение зон затвердевания в гадейском магматическом океане могло измениться.

Другой возрастной интервал протомантии 4.54–4.52 млрд лет проявляется в источниках LOMU пород вулканических полей Ханнуоба и Уланхада Северного Китая. Подобно породам Дариганги с протомантийными компонентами, породы Ханнуобы имеют высокое отношение La/Yb (40–60) и относительно низкое содержание MgO (4–9 мас. %). Породы Ханнуобы такого состава, как и породы I и II групп Дариганги, могли образоваться в результате дегазации протомантийного материала. Так, в Юго-Восточной Монголии и прилегающем к ней Северном Китае оценки возраста затвердевания гадейского магматического океана находятся в диапазоне от 4.54 до 4.44 млрд лет назад.

Глубинные источники вулканических пород Дариганги и Ханнуобы отличаются друг от друга и требуют расчетов разных моделей частичного плавления (Чувашова и др., 2012; настоящая работа). Соответственно, различия установлены и в протомантийных источниках. ДВП пространственно соответствует северо-восточной части локальной Восточно-Монгольской низкоскоростной аномалии, а вулканическое поле Ханнуоба – ее юго-западной части. Поступление высокомагнезиальных магм на поле Дариганга и их отсутствие на поле Ханнуоба может указывать на механизм адиабатического переноса тепла из глубокой мантии в ее малоглубинную область под Даригангой и на отсутствие подобного механизма под Ханнуобой. Высокое значение T_p для даригангских расплавов свидетельствует об адиабатическом подъеме материала из глубин мантии к границе астеносферы и литосферы. Таким материалом могут быть высокотемпературные расплавы, поднимающиеся по центральному каналу Восточно-Монгольской низкоскоростной аномалии и отклоняющиеся к Дариганге. Периферией такого канала является более

широкий слой дегазированных компонентов протомантии, обеспечивающих извержения низкотемпературных расплавов на сближенных между собой полях Дариганги и Дайлинора, а также на удаленном от них вулканическом поле Ханнуоба (рис. 25, 26а).

Эволюционированные щелочные породы вулканического поля Ханнуоба (Zhi et al., 1990), показывающие высокое La/Yb отношение и низкое содержание MgO , подобны породам Дариганги группы I. Следовательно, расплавы генерируются из дегазированного протомантийного материала как под Даригангой, так и под Ханнуобой. Материал Ханнуобы, вероятно, поднят из глубокой мантии, которая не обеспечивала адиабатической теплопередачи. Под этой областью пространственно изолированы друг от друга контрастные мантийные источники с различным содержанием плотной минеральной фазы (т.е. граната). Источники отнесены к астеносферным и литосферным глубинным уровням. С нижнего (астеносферного) уровня (с высоким содержанием граната) на земную поверхность извергался флюидизированный протомантийный материал возрастом 4.52 млрд лет. За счет притока глубинного тепла литосферная мантия, консолидированная и изолированная от конвекции 2.6 и 1.8 млрд лет назад, расплавлялась и становилась достаточно плавучей, чтобы ее материал мигрировал из области магмогенерации и извергался на земной поверхности (рис. 25, 26б). Контраст составов вулканитов Ханнуобы отражает квинтэссенцию генерации расплавов из дегазирующего протомантийного материала затвердевшего гадейского магматического океана и из более молодой континентальной литосферной мантии, U–Pb изотопная система которой была замкнута, начиная с архея и палеопротерозоя (Чувашова и др., 2012).

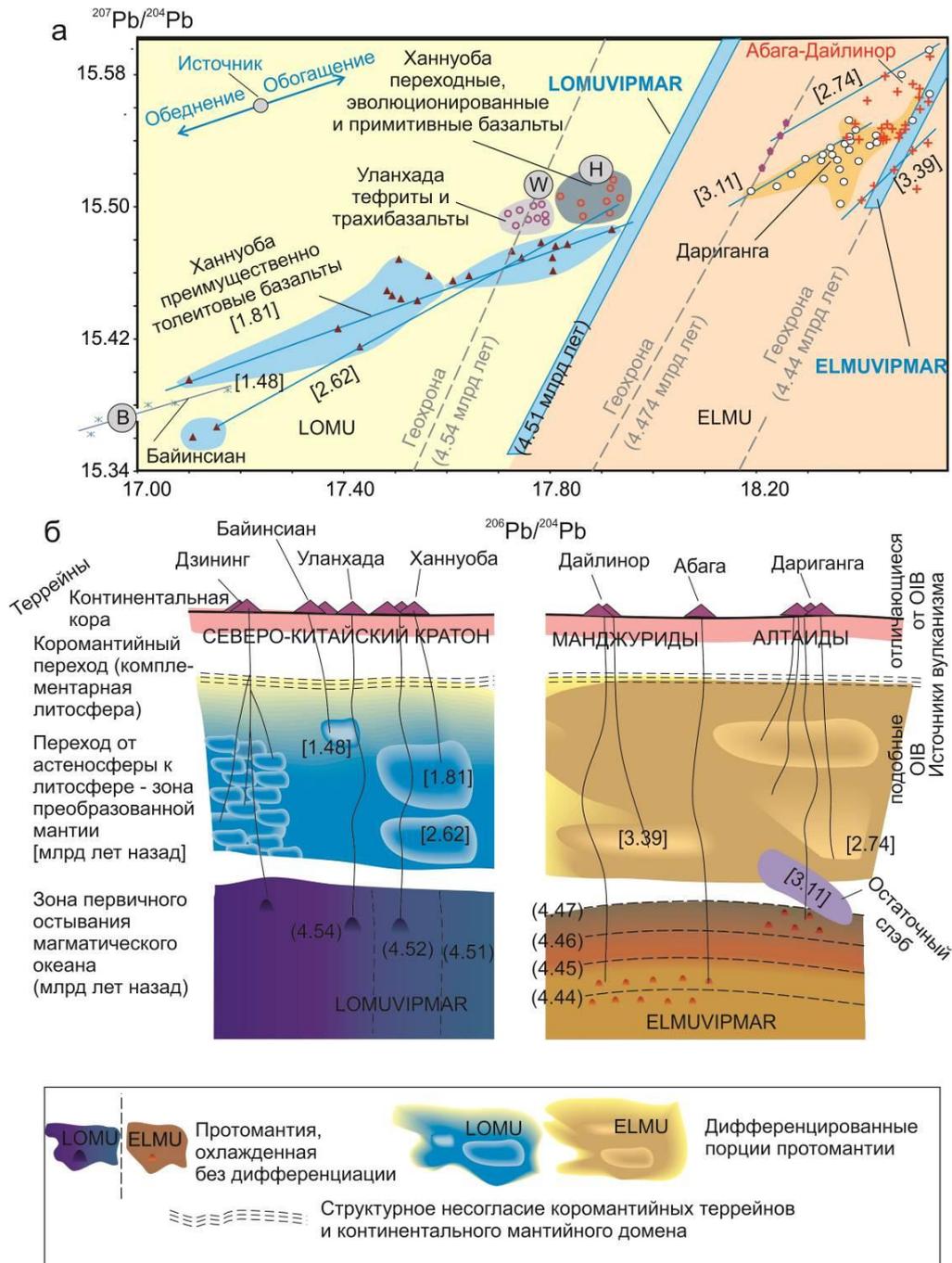


Рис. 25. Диаграмма $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ вулканических пород системной границы Юго-Восточной Монголии и Северного Китая (а) и иллюстрация предполагаемого распределения источников (б). LOMUVIPMAR и ELMUVIPMAR являются источниками вязкой протомантии LOMU и ELMU соответственно. На панели (а) показаны наборы точек: W – Уланхада; H – Ханнуоба). На обеих панелях указан возраст источников в миллиардах лет: в квадратных скобках – по вторичным изохронам, в скобках – по геохронам. Данные, используемые для Ханнуоба и прилегающих территорий, взяты из (Song et al., 1990; Zhi et al., 1990; Fan et al., 2014).

Fig. 25. Diagram $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ of volcanic rocks from the sys-border area of Southeast Mongolia and North China (a) and illustration of the proposed distribution of sources (b). LOMUVIPMAR and ELMUVIPMAR are sources of LOMU and ELMU viscous protomantle, respectively. Panel (a) shows sets of points: W – Wulanhada; H – Hannuoba). Both panels show ages of sources in billion years: in square brackets in terms of secondary isochrons, in parentheses in terms of geochrons. Data used for Hannuoba and adjacent areas are from (Song et al., 1990; Zhi et al., 1990; Fan et al., 2014).

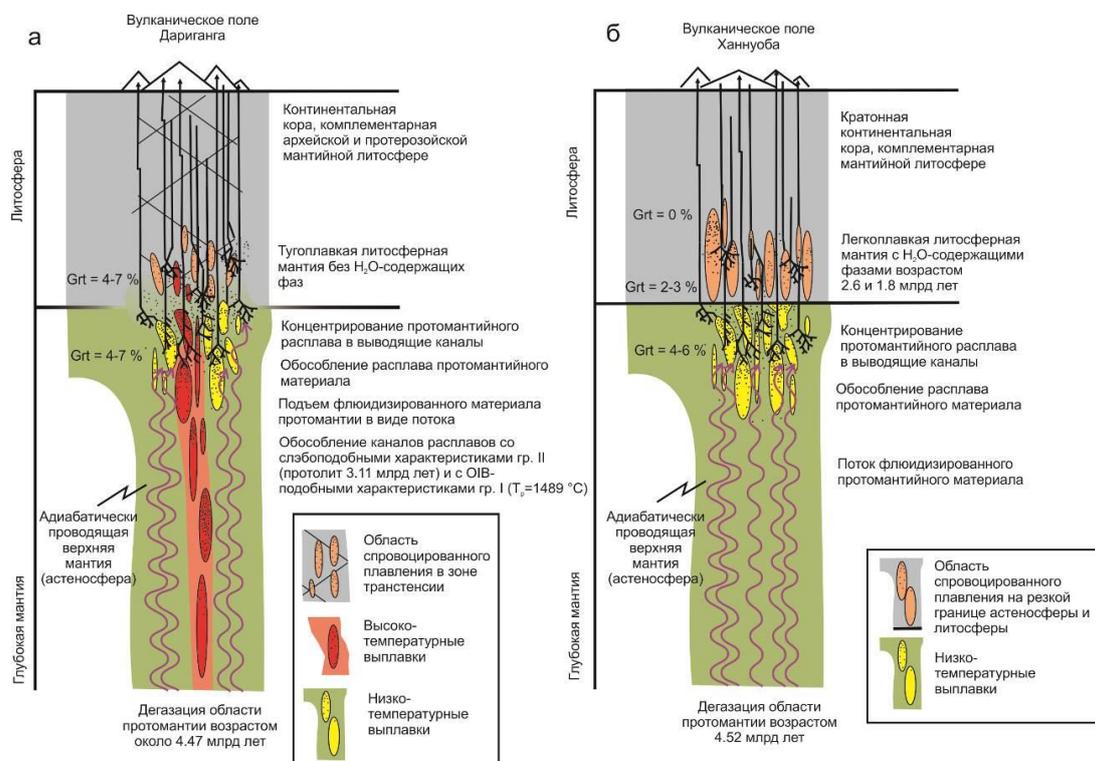


Рис. 26. Схемы генерации расплава с плавным переходом от сублитосферного источника к литосферному под Даригангой (а) и с резким переходом от сублитосферного источника к литосферному под Ханнуобой (б). Ниже Дариганги расплавы генерируются как при высоких T_p , так и при низкой температуре в потоке флюида, ниже Ханнуобы – только при низкой температуре в присутствии флюидов.

Fig. 26. Schemes of melt generations with a smooth transition from a sub-lithospheric source to a lithospheric one beneath Dariganga (a) and with sharp transition from a sub-lithospheric source to a lithospheric one beneath Hannuoba (b). Below Dariganga, melts are generated both at high T_p and at low temperature in the fluid flux, below Hannuoba, only at low temperature in presence of fluids.

В отличие от расплавов Ханнуобы, расплавы Дариганги образуются в единой области постепенного перехода от астеносферы к литосфере. Однородное распределение точек на диаграмме $(La/Yb)_N - Yb_N$ свидетельствует об однородном содержании граната в источниках всей Даригангской магмогенерирующей мантийной области. Астеносферные расплавы обозначены редкими составами I и II групп, а также высокомагнезиальным базанитом MN-10-1726 с $T_p = 1489$ °C, литосферные – другими (более низкотемпературными) базанитами и породами групп III, V и VI.

Глубинные включения из вулканитов Дариганги не имеют амфибола (Салтыковский, Геншафт, 1984, 1985). Локально эта минеральная фаза появляется в источнике аномального состава вулкана Хардат-Тологой (Xu et al., 2014). С одной стороны, H₂O-содержащие магматические флюиды Даригангского поля могут быть сосредоточены в локальной зоне ЮВ окраины ДВП. С другой стороны, в магматических флюидах источников подлитосферной мантии и подошвы

литосферы всего Даригангского поля присутствуют карбонатные компоненты.

Причины изменения пространственных соотношений низкоскоростных мантийных аномалий с осевым Витимским и фланговым Даригангским вулканическими полями

В осевой Витимской расплавной аномалии ЯБГК горячий материал поднимался адиабатически из глубокой части мантии около 16–13 млн лет назад, во фланговой Даригангской – около 10 и 4–3 млн лет назад. По изотопной систематике Pb для магматических расплавов Витимской аномалии в качестве протолита определен материал возрастом около 660 млн лет, а для магматических расплавов Даригангской аномалии – слэбподобный материал возрастом 3.11 млрд лет (извержения 10–5 млн лет назад) и ОИВ-подобный материал, соответствующий геохроно 4.45 млрд лет (извержения 4–3 млн лет назад).

Наибольший контраст между Витимской и Даригангской аномалиями достигался в

четвертичное время. Витимские четвертичные вулканы содержали флюидно-расплавные порции материала из источников мантии возрастом 660 млн лет, даригангские — флюидно-расплавные порции материала из источников протомантии, соответствующих геохроне 4.47 млрд лет. Pb-изотопные характеристики свидетельствуют о вовлечении в плавление в Витимской расплавной аномалии модифицированного во времени верхнемантийного материала и о вовлечении в плавление Даригангской расплавной аномалии протомантийного материала, соответствующего времени кристаллизации гадейского магматического океана Земли. Проявление такого материала на Даригангском вулканическом поле после материала с геохимическими характеристиками, подобными компоненту остаточного слэба, предполагает вовлечение в поднятие протомантийного материала нижней мантии по механизму генерации противотока остаточному слэбовому фрагменту, погружающемуся из переходного слоя в нижнюю мантию, не дифференцированную со времени кристаллизации магматического океана.

Под фланговым Даригангским вулканическим полем ЯБГК находится локальная аномалия низких скоростей S-волн в мантии глубинного уровня 200–300 км. Отсутствие смещения создававшихся вулканических построек на поверхности относительно низкоскоростной мантийной области свидетельствует о том, что локальная низкоскоростная аномалия под Даригангским вулканическим полем является результатом четвертичного поднятия флюидизированного материала нижней мантии. Главное различие в динамике мантии под осевой Витимской и фланговой Даригангской расплавными аномалиями ЯБГК обусловлено сменой глубины смещения литосферы относительно питающих флюидно-расплавных корней. Под осью ЯБГК литосфера смещалась относительно мантии по слою малых глубин, тогда как под ЮЮЗ флангом ЯБГК — по более глубокому слою переходной зоны мантии. Такое смещение происходило в последние 15 млн лет, начиная с образования Хонсю-Корейской флексуры субдуцирующего Тихоокеанского слэба (Rasskazov, Taniguchi, 2006).

Различия глубинной динамики в оси и на ЮЮЗ фланге ЯБГК иллюстрируются на рис. 27. Вдоль Японско-Байкальского геодинамического коридора на земной поверхности реализуется движение верхней части коры с современной скоростью 3 см/год (данные GPS-

геодезии), относительно Северо-Байкальской и Шкотовско-Шуфанской низкоскоростных аномалий, по малоглубинной зоне структурного несогласия областей МЭПИ (мантийных эволюционированных протоисточников) и КОМКИ (комплементарных мантийно-корневых источников). Корневые части расплавных аномалий не нарушаются. Широкая и протяженная Восточно-Монгольская низкоскоростная аномалия распространяется от оси геодинамического коридора до Уланхада-Ханнуобинской расплавной аномалии в связи с ее перемещением вместе с позднекайнозойскими вулканическими полями по зоне глубиной более 300 км.

Материал МЭПИ геодинамических центров Витимской, Шкотовско-Шуфанской и Ханнуоба-Даригангской расплавных аномалий поднимается из глубокой мантии в связи с повышенной мел-палеогеновой активностью юго-западного крыла ЯБГК, выраженной вулканическими извержениями временного интервала 90–25 млн лет назад. Подъем материала МЭПИ геодинамических центров резко обозначается в раннем-среднем миоцене во время раскрытия задугового Япономорского бассейна, сопровождавшегося вращением Юго-Западной Японии по часовой стрелке (приблизительно на 30°) около 15 млн лет назад. В Витимской расплавной аномалии плавится только материал протомантийного источника LOMU и его производных, тогда как в Ханнуоба-Даригангской расплавной аномалии латерально сменяются протомантийные источники LOMU–ELMU и их производные. Геодинамические центры Витимской и Шкотовско-Шуфанской расплавных аномалий проявляют активность в оси ЯБГК на фоне малоглубинных смещений в зоне структурного несогласия МЭПИ–КОМКИ, тогда как геодинамический центр Ханнуоба-Даригангской расплавной аномалии активизируется в условиях более глубоких смещений.

Движение литосферы относительно низкоскоростных (расплавных) аномалий вдоль оси Японско-Байкальского геодинамического коридора и его ЮЮЗ фланга различается. Витимское и Шкотовско-Шуфанское вулканические поля смещаются вдоль оси одинаково в последние 15 млн лет относительно соответствующих им верхнемантийным низкоскоростным аномалиям. Проникновение магматических расплавов от корневых структур расплавных аномалий в перекрывающую литосферу прекращается.

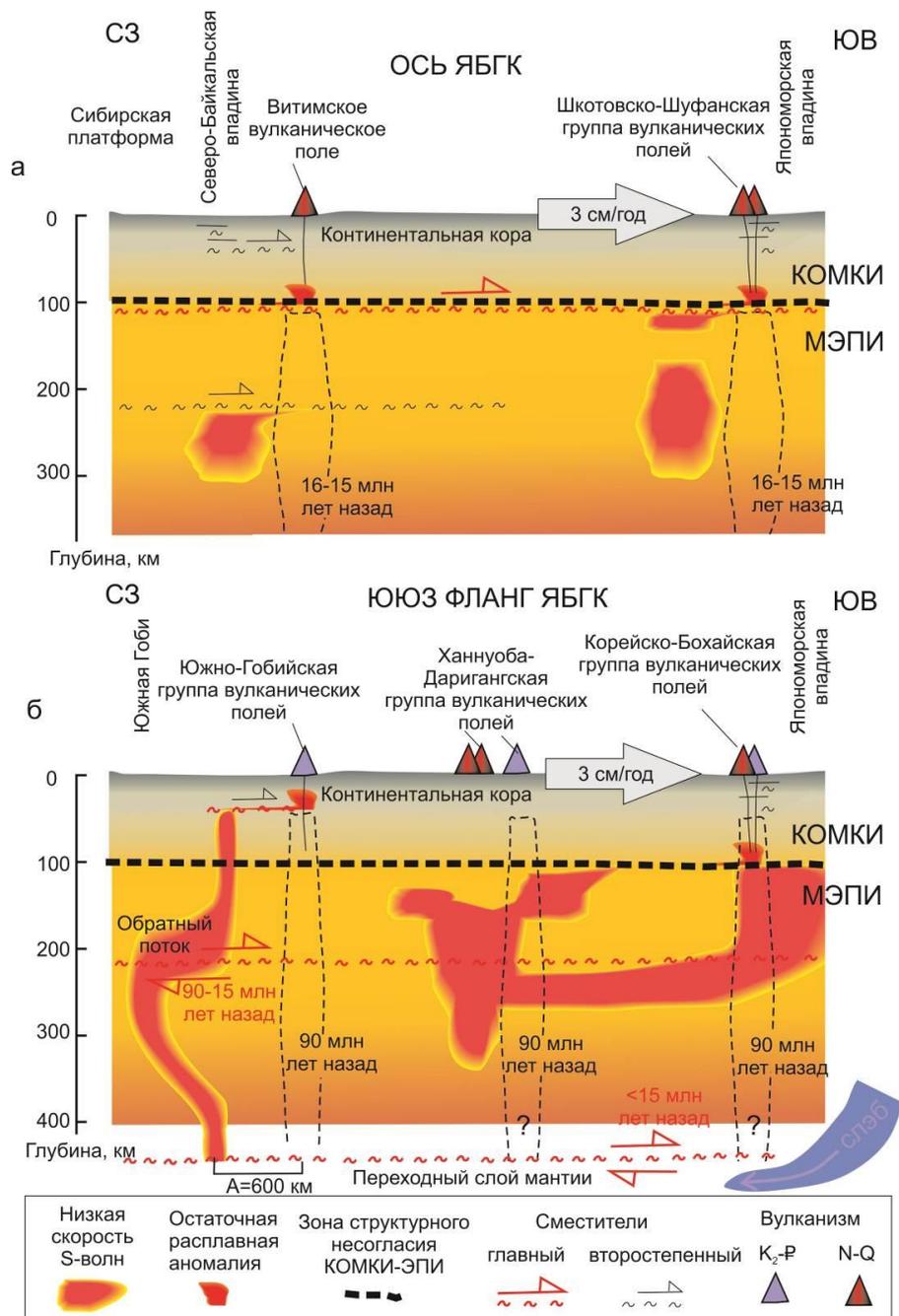


Рис. 27. Схема смещения вулканических полей относительно низкоскоростных аномалий в осевой части ЯБГК (а) и на его ЮЮЗ фланге (б). Составлена на основе верхнемантийной модели S-волн (Yanovskaya, Kozhevnikov, 2003) и построений (Rasskazov, Chuvashova, 2017). КОМКИ – комплементарные мантийно-коровые источники; МЭПИ – эволюционированные источники протомантии. А – амплитуда смещения. На земной поверхности показана современная скорость 3 см×год⁻¹ по данным спутниковой геодезии.

Fig. 27. Scheme of displacement of volcanic fields relative to low-velocity anomalies in the axial part of the JBGC (a) and on its SSW flank (b). This is compiled on basis of the upper mantle S-wave model (Yanovskaya, Kozhevnikov, 2003) and reconstructions (Rasskazov, Chuvashova, 2017). КОМКИ – complementary mantle-crustal sources; МЭПИ – evolved sources of the protomantle. А – displacement amplitude. On surface, present-day speed of 3 cm×year⁻¹ is shown according to GPS data.

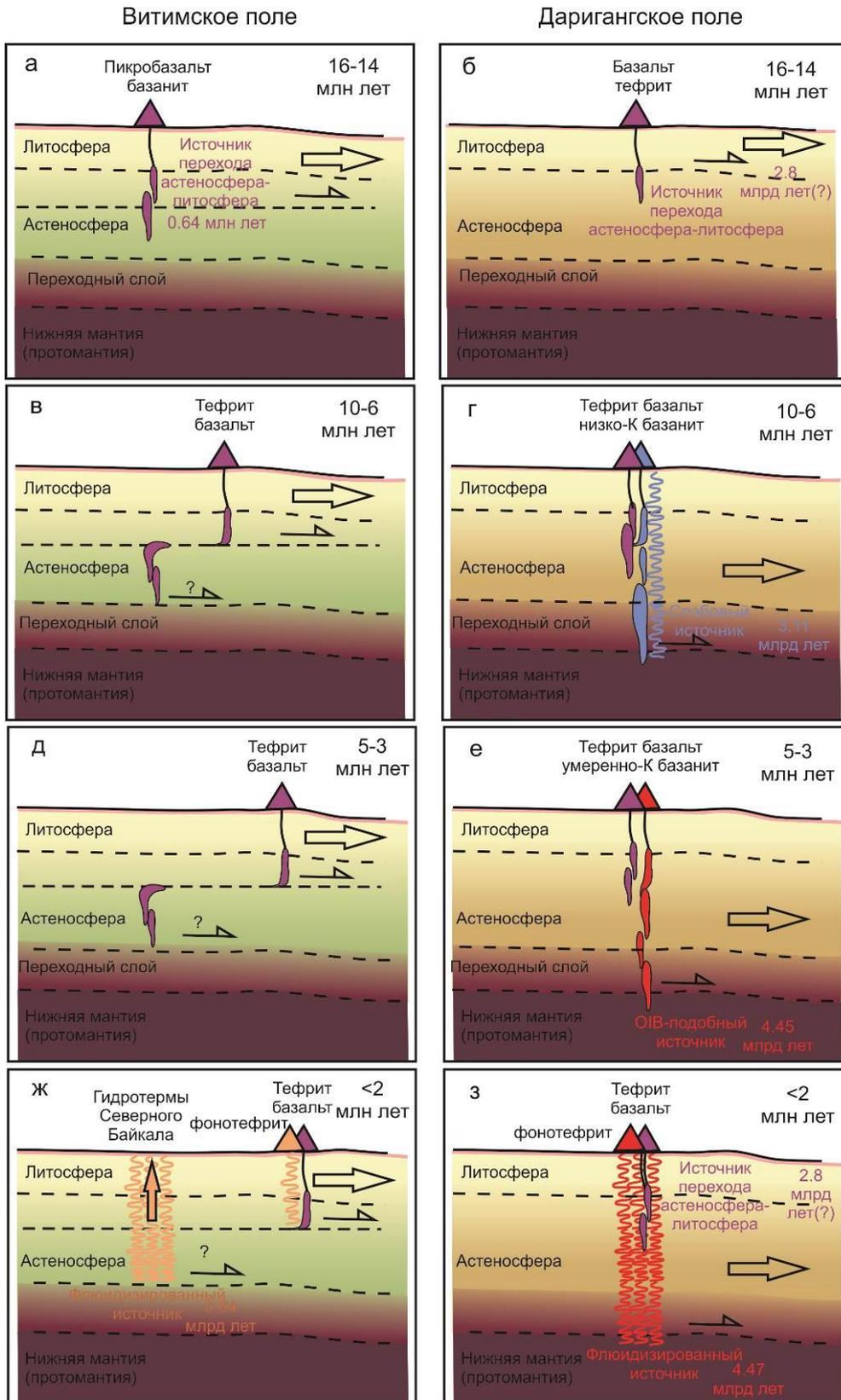


Рис. 28. Схема сопоставления глубинной геодинамики под осевым Витимским (а, в, д, ж) и фланговым Даригангским (б, г, е, з) вулканическими полями ЯБГК.

Fig. 28. Scheme of comparison of deep geodynamics beneath the axial Vitim (a, в, д, ж) and flank Dariganga (б, г, е, з) volcanic fields in the JBGC.

Южно-Гобийская группа вулканических полей теряет активность в конце палеогена и оказывается смещенной относительно низкоскоростной аномалии переходного слоя приблизительно на 600 км без проникновения магматических расплавов в перекрывающую литосферу (Rasskazov, Chuvashova, 2017). Приблизительно на такое же расстояние смещается вулканическое поле Чифэн с К–Аг датировками пород в интервале от 97 до 86 млн лет (Zheng et al., 2002; Zhao et al., 2004) относительно Восточно-Монгольской низкоскоростной аномалии. В отличие от Южно-Гобийской расплавной аномалии, обозначенной только начальным вулканизмом, горячий след от Чифэна до Дариганги выражен в позднекайнозойском вулканизме на всем его протяжении (вулканические поля Чифэн, Дайлиногор, Абага и Дариганга) (рис. 1). Простирание горячего следа в отрезке Чифэн–Дайлиногор–Абага соответствует встречному движению востока Азии и Тихоокеанской плиты.

При смещении литосферы вдоль оси коридора относительно низкоскоростной неоднородности, на Витимском вулканическом поле материал не поступал на земную поверхность из недифференцированной нижней мантии, а был производным верхнемантийного источника, модифицированного 660 млн лет назад. Северо-Байкальская низкоскоростная аномалия, подобно низкоскоростной аномалии под Даригангой, могла образоваться в четвертичное время в результате локального подъема флюидизированного материала верхней мантии, но его плавучесть была недостаточной для извержения на земную поверхность в виде расплавов. Тем не менее, поток флюидов Северо-Байкальской мантийной аномалии мог проникать сквозь литосферу и реализоваться в гидротермальной активности. Следовательно, вода термальных источников в Баргузинской долине и на Среднем и Северном Байкале может содержать глубинные флюидные компоненты (рис. 28).

Сходное с Витим-Северобайкальским разделение магматических и флюидных потоков в оси ЯБГК может иметь место вблизи Япономорской подвижной системы на трассе от Шкотовско-Шуфанской группы

вулканических полей до Мудадзянской низкоскоростной аномалии.

Заключение

На Даригангском вулканическом поле преобладают и равномерно распределяются вулканические породы с $La/Yb = 7-40$ и $MgO = 5-11$ мас. % (группы III, V и VI). На этом поле выявлены редко встречающиеся породы с отношением $La/Yb = 40-54$ при умеренном и низком содержании MgO (группы I и II) и с содержанием $MgO = 11.0-15.8$ мас. % при умеренном La/Yb отношении (группа IV). Редкие породы распределяются неравномерно в линейных зонах. В работе приведено описание типичных построек с редкими породами: вулкана Шилийн-Богд с высококалийевыми фонотефритами I группы, вулкана Дун-Нарт-Ула с низкокалийевыми тефритами группы II, вулкана Асхатэ с умеренно-калийевыми базанитами IV группы и вулкана Хара-Будун с низкокалийевыми базанитами IV группы. Предполагается, что породы с высоким отношением La/Yb генерировались в низкотемпературных источниках мантии, обогащенных несовместимыми элементами, а породы с высоким содержанием MgO – из высокотемпературных источников при адиабатическом поднятии горячего материала.

По микроэлементным характеристикам пород-маркеров обозначены линейные вулканические зоны извержения материала из источников, подобных источникам остаточного океанического слэба и OIB-EMORB. На диаграмме ураногенного Pb компоненты источников первого типа в низко-К породах групп IV и II аппроксимированы вторичной изохронной линией с наклоном, соответствующим возрасту около 3.11 млрд лет, тогда как компоненты второго типа в высоко-К фонотефритах гр. I – геохроной с наклоном, соответствующим возрасту около 4.47 млрд лет. Для умеренно-К базанитов гр. IV получена концентрированная группа точек, которая интерпретирована как показатель генерации расплавов, адиабатически поднимающихся из OIB-EMORB-подобных источников.

Очевидно, что линейные зоны высокотемпературной и низкотемпературной генерации магм Дариганги контролируются областью

перехода от астеносферы к литосфере. По имеющимся результатам К–Аг датирования вулканических пород намечается пространственно-временная смена действия факторов магмогенерации. На фоне преобладающих составов вулканических пород, сначала, 10–5 млн лет назад, генерируются низкотемпературные магмы за счет флюидов, связанных со слэбоподобными протолитами. В дальнейшем, в последние 5 млн лет назад, из ОИВ-подобного источника поднимаются высокотемпературные (адиабатические) магмы, а затем низкотемпературные, образовавшиеся из флюидов, отделившихся от протомантии.

Начальный эффект выплавления материала из слэбоподобного источника получается генерацией низкотемпературных выплавов в линейной зоне концентрации сквозь-астеносферного потока флюидов под западной частью поля. При последующем адиабатическом поднятии расплавов глубокой мантии из ОИВ-ЕМОРВ-подобного источника здесь же генерируются умеренно-К составы группы IV при потенциальной температуре T_p до 1423 °С. В линейной зоне центральной части ДВП развивается плавление при более высокой потенциальной температуре ($T_p = 1489$ °С) адиабатического поднятия расплавов глубокой мантии из слэбоподобного источника, не содержащего карбоната, при смешении этих расплавов с модифицированным во времени материалом основания литосферы, содержащим карбонат. Здесь же в четвертичное время образуется линейная зона низкотемпературной (флюидной) генерации расплавов гр. I из протомантийного материала с более заметным участием карбонатного компонента, выраженного в повышенных отношениях Zr/Hf, La/Yb и Ce/Y. Общая смена расплавов из источника остаточного слэба на ОИВ-подобный источник свидетельствует о вероятной глубинной динамике погружения слэба из переходного слоя в нижнюю мантию, вызывающего противоток протомантийного материала из нижней мантии.

При сравнительном анализе данных, полученных для вулканических пород Дариганги Юго-Восточной Монголии, с данными о породах прилегающей территории Северного Китая обнаружены породы с La/Yb и MgO, сопоставимые с породами группы I

Дариганги, на самых молодых вулканах Лангвошан и Гезишан вулканического поля Дайлиноор. Сделан вывод о возрастании роли протомантийного (флюидного) фактора магмогенерации с течением времени как на Дариганге, так и на Дайлинооре. Однако на вулканических полях Абаги и Дайлиноора пород, подобных II и IV группам Дариганги, не обнаружено. Таким образом, в цепочке вулканических полей Дариганги, Абаги и Дайлиноора высоко- и низкотемпературный магматизм развивается только под Даригангой на фоне преобладающего магматизма источников астеносферно-литосферного перехода.

При общем сравнительном анализе данных в масштабе ЯБГК делается вывод о проявлении высокотемпературного фактора магмогенерации в последние 16 млн лет. Сначала, одновременно с задуговым раскрытием Япономорского бассейна во временном интервале 16–13 млн лет назад, высокотемпературные процессы активизируются в осевой части геодинамического коридора (под Шкотово-Шуфанским и Витимским вулканическими полями) с латеральным распространением на его периферию под Удоканским вулканическим полем (вдоль Витимо-Удоканской угловой зоны трансенсии) и под Камарско-Становой зоной трансенсии. Около 9.6 млн лет назад в Среднем Приамурье, на ССВ фланге геодинамического коридора, активизируется периферийный высокотемпературный источник. Примерно в это же время запускаются процессы, связанные с плавлением остаточного-слэбового источника под Даригангой. Во временном интервале 4–3 млн лет назад высокотемпературные процессы активизируются под Удоканом и Келуо его ССВ фланга и под Даригангой и Хентэем его ЮЮЗ фланга. В последние 2 млн лет высокотемпературные процессы сосредотачиваются, наряду с Келуо, под Нуомихэ и Халхин-Голом, вблизи оси геодинамического коридора.

На примере источников магм Дариганги выявляется роль фактора дегазирующей первичной мантии, проявившегося преимущественно в квартере (или даже в голоцене) под Даригангой, Дайлиноором, Ханнуобой, Уланхадой и Чеджу на ЮЮЗ фланге ЯБГК и под Удоканом на его ССВ фланге.

Адиабатический подъем высокотемпературных магматических расплавов не отражается в локальных аномалиях низких скоростей S-волн Центральной и Восточной Азии, а в корневых частях расплавных аномалий маркируются четвертичные активизированные флюидные потоки.

Благодарности

Методические подходы к анализу вулканизма в Азии были разработаны в ходе реализации проекта Института земной коры Сибирского отделения РАН «Современная геодинамика, механизмы разрушения литосферы и опасные геологические процессы в Центральной Азии». (ФВЭФ-2021-0009). Полевые исследования вулканов Дариганга были организованы С. Дэмбэрэлом в 2009 и 2010 годах. Анализы проводились с использованием оборудования коллективных центров: «Ультрамикроанализ» (масс-спектрометр Agilent 7500se, Лимнологический институт СО РАН, аналитики: М.Е. Маркова, А.П. Чебыкин) и «Изотопно-геохимические исследования» (МС-ICP-MS NEPTUN plus, Институт геохимии им. Виноградова СО РАН, аналитики: Н.С. Герасимов и Е.В. Саранина). Петрогенные оксиды определялись комплексом аналитических методов «мокрой химии» (Институт земной коры СО РАН, химики-аналитики: Г.В. Бондаревой и М.М. Самойленко). Измерение радиогенного ^{40}Ar проводились С.С. Брандтом, концентрация калия в образцах K–Ar датирования измерялась М.М. Самойленко.

Литература

Агеева Л.И., Геншафт Ю.С., Салтыковский А.Я. Новые данные об абсолютном возрасте кайнозойских базальтов Монголии // Доклады АН СССР. 1988. Т. 300, № 1. С. 166–168.

Влодавец В.И. О некоторых чертах кайнозойского вулканизма Даригангской области Монголии // Вопросы геологии Азии. М.: Изд-во АН СССР, 1955. Т. 2. С. 679–685.

Геншафт Ю.С., Салтыковский А.Я. Каталог включений глубинных пород и минералов базальтов Монголии. Труды Совместной советско-монгольской исследовательской геологической экспедиции Вып. 46. М.: Наука, 1990. 71 с.

Геншафт Ю.С., Салтыковский А.Я. О кимберлитовом типе включений в щелочных базальтах Дариганги // Доклады АН СССР. 1985. Т. 282, № 5. С. 1200–1205.

Геншафт Ю.С., Клименко Г.В., Салтыковский А.Я., Агеева Л.И. Новые данные о составе и возрасте кайнозойских вулканитов Монголии // Доклады АН СССР. 1990. Т. 311, № 2. С. 420–424.

Девяткин Е.В. Кайнозой Внутренней Азии (стратиграфия, геохронология, корреляция). Труды Совместной советско-монгольской исследовательской геологической экспедиции Вып. 27. М.: Наука, 1981. 196 с.

Кожевников В.М., Середкина А.И., Соловей О.А. Дисперсия групповых скоростей волн Рэлея и трехмерная модель строения мантии Центральной Азии // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 10. С. 1564–1575.
<https://doi.org/10.15372/GiG20141010>

Кононова В.А., Иваненко В.В., Карпенко М.И., Аракелянц М.М., Андреева Е.Д., Первов В.А. Новые данные о K–Ar возрасте кайнозойских континентальных базальтов Байкальской рифтовой системы // Доклады АН СССР. 1988. Т. 303, № 2. С. 454–457.

Корина Н.А., Певзнер М.А., Чичагов В.П. Палеомагнитные исследования в Даригангском вулканическом районе Юго-Восточной Монголии / Палеомагнитный анализ в изучении четвертичных отложений и вулканических пород. М.: Наука, 1973. С. 88–96.

Кутолин В.А. О порядке и температурах кристаллизации минералов в основных породах // Геология и геофизика. 1966. № 11. С. 42–51.

Мордвинова В.В., Дешам А., Дугармаа Т., Девершер Ж., Улзийбат М., Саньков В.А., Артемьев А.А., Перро Ж. Исследование скоростной структуры литосферы на Монголо-Байкальском трансекте 2003 по обменным SV-волнам // Физика Земли. 2007. № 2. С. 21–32.

Мордвинова В.В., Кобелев М.М., Треусов А.В., Хритова М.А., Трынкова Д.С., Кобелева Е.А., Лухнева О.Ф. Глубинное строение переходной зоны Сибирская платформа – Центрально-Азиатский подвижный пояс по телесейсмическим данным // Геодинамика и тектонофизика. 2016. Т. 7. № 1. С. 85–103.
<https://doi.org/10.5800/GT-2016-7-1-0198>

Мордвинова В.В., Кобелев М.М., Хритова М.А., Турутанов Е. Х., Кобелева Е.А., Трынкова Д.С., Цыдыпова Л. Р. Глубинная скоростная структура южной окраины Сибирского кратона

и Байкальский рифтогенез // Доклады Академии наук. 2019. Т. 484, № 1. С. 93–97.
<https://doi.org/10.31857/S0869-5652484193-97>

Нагибина М.С. Позднемезозойские структуры Восточной Монголии. В сб.: Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии. Труды Совместной советско-монгольской исследовательской геологической экспедиции Вып. 11. М.: Наука, 1975. 307 с.

Нагибина М.С., Шувалов В.Ф., Мартинсон Г.Г. Основные особенности стратиграфии и история развития мезозойских структур Монголии. В кн.: Основные проблемы геологии Монголии. Труды Совместной советско-монгольской исследовательской геологической экспедиции Вып. 22. М.: Наука, 1977. С. 76–91.

Рассказов С.В. Вулканизм горячего пятна и структура западной части Байкальской рифтовой системы // Геология и геофизика. 1991. № 9. С. 72–81.

Рассказов С.В. Сопоставление вулканизма и новейших структур горячих пятен Йеллоустуона и Восточного Саяна // Геология и геофизика. 1994. № 10. С. 67–75.

Рассказов С.В., Чувашова И.С. Вулканизм и трансенсия на северо-востоке Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2018. 383 с. ISBN 978-5-6041446-3-3

Рассказов С.В., Бауринг С.А., Хоуш Т., Демонтерова Е.И., Логачев Н.А., Иванов А.В., Саранина Е.В., Масловская М.Н. Изотопная систематика Pb, Nd и Sr в гетерогенной континентальной литосфере над областью конвектирующей мантии // Доклады Академии наук. 2002. Т. 387, № 4. С. 519–523.

Рассказов С.В., Логачев Н.А., Кожевников В.М., Яновская Т.Б. Ярусная динамика верхней мантии Восточной Азии: соотношения мигрирующего вулканизма и низкоскоростных аномалий // Доклады Академии наук. 2003. Т. 390, № 1. С. 90–95.

Рассказов С.В., Логачев Н.А., Брандт И.С., Брандт С.Б., Иванов А.В. Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя (Южная Сибирь – Южная и Восточная Азия). Новосибирск: Наука, 2000. 288 с.

Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А., Саранина Е.В., Бокарева А.А. Изменчивость состава глубинных ксенолитов шпинелевых перидотитов из позднекайнозойских базальтов на вулканах Шилийн-Богд и Ачагийн-Душ Юго-

Восточной Монголии: реконструкция процессов в континентальной литосферной мантии // Геология и окружающая среда. 2022. Т. 2, № 3. С. 30–63. DOI 10.26516/2541-9641.2022.3.30

Рассказов С.В., Чувашова И.С., Лиу Я., Менг Ф., Ясныгина Т.А., Фефелов Н.Н., Саранина Е.В. Соотношения компонентов литосферы и астеносферы в позднекайнозойских калиевых и калина-тровых лавах провинции Хелунцзян, Северо-Восточный Китай // Петрология. 2011. № 6. С. 599–631.

Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А., Фефелов Н.Н., Саранина Е.В. Калиевая и калина-тровая вулканические серии в кайнозойе Азии. Новосибирск: Академическое изд-во «ГЕО». 2012. 310 с.

Салтыковский А.Я., Геншафт Ю.С. Мантия и вулканизм юго-востока Монголии (плато Дариганга). М.: Наука, 1984. 201 с.

Салтыковский А.Я., Геншафт Ю.С. Геодинамика кайнозойского вулканизма юго-востока Монголии. Труды Совместной советско-монгольской исследовательской геологической экспедиции Вып. 42. М.: Наука, 1985. 135 с.

Саньков В.А., Парфеевец А.В., Лухнев А.В., Мирошниченко А.И., Ашурков С.В. Позднекайнозойская геодинамика и механическая сопряженность деформаций земной коры и верхней мантии Монголо-Сибирской подвижной области // Геотектоника. 2011. № 5. С. 52–70.

Сизых Ю.И. Общая схема химического анализа горных пород и минералов. Отчет. Институт земной коры СО АН СССР. Иркутск, 1985. 50 с.

Сырнев И.П. Восточно-Монгольская равнина / Геоморфология Монгольской Народной Республики. Совместная Советско-Монгольская научно-исследовательская экспедиция. Труды, выпуск 28. М.: изд-во «Наука», 1982. С. 166–176.

Сырнев И.П., Малаева Е.М., Крамаренко Г.С., Лефлат О.Н. К палеогеографии Тамцагской впадины на востоке Монгольской Народной Республики в среднем плейстоцене // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. 1986. Т. 55. С. 35–44.

Чувашова И.С., Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Михеева Е.А. Высокомагнезиальные лавы Дариганского вулканического поля, Юго-Восточная Монголия: петрогенетическая модель магматизма на астеносферно-литосферной границе // Геодинамика и тектонофизика. 2012. Т. 4. С. 385–407. <http://dx.doi.org/10.5800/GT-2012-3-4-0081>

Чувашова И.С., Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Руднева Н.А. Активизация и прекращение позднекайнозойского растяжения в литосфере краевой части Байкальской рифтовой зоны: смена источников вулканизма на Витимском плоскогорье // *Вулканология и сейсмология*. 2017. № 1. С. 28–62.

<http://dx.doi.org/10.7868/S020303061606002X>

Ярмолюк В.В., Кудряшова Е.А., Козловский А.М., Саватенков В.М. Позднемеловой – раннекайнозойский след Южно-Хангайской горячей точки мантии // *Вулканология и сейсмология*. 2007. № 1. С. 3–31.

Ясныгина Т.А., Маркова М.Е., Рассказов С.В., Пахомова Н.Н. Определение редкоземельных элементов, Y, Zr, Nb, Hf, Ta, Ti в стандартных образцах серии ДВ методом ИСП-МС // *Заводская лаборатория. Диагностика материалов*. 2015. Т. 81, № 2. С. 10–20.

Adam J., Green T. Trace element partitioning between mica- and amphibole-bearing garnet lherzolite and hydrous basanitic melt: 1. Experimental results and the investigation of controls on partitioning behavior // *Contrib. Miner. Petrol.* 2006. Vol. 152. P. 1–17. <https://doi.org/10.1007/s00410-006-0085-4>

Allègre C.J. Limitation on the mass exchange between the upper and lower mantle: The evolving convection regime of the Earth // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1997. Vol. 150. P. 1–6. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(97\)00072-1](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(97)00072-1)

Allègre C. The evolution of mantle mixing // *Philos. Trans. R. Soc. Lond.* 2002. Vol. 360. P. 2411–2431. doi:10.1098/rsta.2002.1075.

Arndt N., Leshner C.M., Barnes S.J. *Komatiite*. Cambridge: Cambridge University Press, 2008. 458 p.

Ashchepkov I.V., Andre L., Downes H., Belyatsky B.A. Pyroxenites and megacrysts from Vitim picrate-basalts (Russia): Polybaric fractionation of rising melts in the mantle? // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2011. Vol. 42. P. 14–37.

Ashchepkov I.V., Travin A.V., Saprykin A.I., Andre L., Gerasimov P.A., Khmelnikova O.S. Age of xenolith-bearing basalts and mantle evolution in the Baikal rift zone // *Russian Geology and Geophysics*. 2003. Vol. 44 (11). P. 1121–1149.

Barruol G., Deschamps A., Deverchere J. et al. Upper mantle flow beneath and around the Hangay dome, Central Mongolia // *Earth Planet Sci. Letters*. 2008. Vol. 274, No. 1–2. P. 221–233 doi:10.1016/j.epsl.2008.07.027

Barry T.L., Ivanov A.V., Rasskazov S.V., Demonterova E.I., Dunai T.J., Davies G.R., Harrison D. Helium isotopes provide no evidence for deep mantle involvement in widespread Cenozoic volcanism across Central Asia // *Lithos*. 2007. Vol. 95. P. 415–424.

Beunon H., Mattielli N., Doucet L.S., Moine B., Debret B. Mantle heterogeneity through Zn systematics in oceanic basalts: Evidence for a deep carbon cycling // *Earth-Science Reviews*. 2020. Vol. 205. P. 103174.

Chen S-S., Fan Q-C., Zou H-B., Zhao Y-W, Shi R-D. Geochemical and Sr–Nd isotopic constraints on the petrogenesis of late Cenozoic basalts from the Abaga area, Inner Mongolia, eastern China // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2015. Vol. 305. P. 30–44. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.09.018>

Chen S-Y., Frey, F.A. Origin of Hawaiian tholeiite and alkalic basalts // *Nature*. 1983. Vol. 302, No. 5911. P. 785–789.

Chen Y., Zhang Y., Graham D., Su S., Deng J. Geochemistry of Cenozoic basalts and mantle xenoliths in Northeast China // *Lithos*. 2007. Vol. 96, No. 1–2. P. 108–126. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2006.09.015>

Choi S.H., Mukasa S.B., Kwon S-T., Andronikov A.V. Sr, Nd, Pb and Hf isotopic compositions of late Cenozoic alkali basalts in South Korea: Evidence for mixing between the two dominant asthenospheric mantle domains beneath East Asia // *Chemical Geology*. 2006. Vol. 232, No. 3–4. P. 134–151. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2006.02.014>

Chuvashova I.S., Rasskazov S.V., Liu J., Meng F. Sources of K–Na, high- and ultra-K volcanics from the Heilongjiang province, Northeast China: Identification of K–Na–carbonate and K–carbonate–silicate admixtures to the common sub-lithospheric component // *First China–Russia International Meeting on the Central Asian Orogenic Belt and IGCP 592 Workshop Abstracts*. Beijing: Institute of Geology CAS. 2015. P. 10–13.

Chuvashova I., Rasskazov S., Sun Y-m., Yang C. Origin of melting anomalies in the Japan–Baikal corridor of Asia at the latest geodynamic stage: evolution from the mantle transition layer and generation by lithospheric transtension // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2017a. Vol. 8, No. 3. P. 435–440. <https://doi.org/10.5800/GT-2017-8-3-0256>

Chuvashova I., Rasskazov S., Yasnygina T. Mid-Miocene thermal impact on the lithosphere by sub-lithospheric convective mantle material: Transition

from high- to moderate-Mg magmatism beneath Vitim Plateau, Siberia // *Geoscience Frontiers*. 2017b. Vol. 8. P. 753–774. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2016.05.011>

DeMerts C., Gordon R.G., Argus D.F., Stein S. Current plate motions // *Geophys. J. Int.* 1990. Vol. 101. P. 425–478.

DeMerts C., Gordon, R.G., Argus, D.F., and Stein, S., Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time-scale on estimates of current plate motions // *Geophys. Res. Lett.* 1994. Vol. 21. P. 2191–2194.

Dupuy C., Liotaed J.M., Dostal J. Zr/Hf fractionation in interplate basaltic rocks: Carbonate metasomatism in the mantle source // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1992. Vol. 56. P. 2417–2423. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(92\)90198-R](https://doi.org/10.1016/0016-7037(92)90198-R)

Essomba P., Chazot G., Ngongang N.B.T., Agrancier A., Kamgang P., Bellon H., Nonnotte P., Wotchoko P., Badriyo I. The Bafoussam volcanic series: origin and evolution of the volcanism along the Cameroon volcanic line // *Acta Geochim.* 2022. Vol. 41, No. 6. P. 1049–1068. <https://doi.org/10.1007/s11631-022-00560-z>

Fan Q-C., Chen S-S., Zhao Y-W., Zou H-B., Li N., Sui J-L. Petrogenesis and evolution of Quaternary basaltic rocks from the Wulanhada area, North China // *Lithos.* 2014. Vol. 206–207. P. 289–302.

Foley S.F., Jackson S.E., Fryer B.J., Greenough I.D., Jenner G.A. Trace element partition coefficients for clinopyroxene and phlogopite in an alkaline lamprophyre from Newfoundland by LAM-ICP-MS // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1996. Vol. 60. P. 629–638. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(95\)00422-X](https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00422-X)

Girnis A.V., Bulatov V.K., Lahaye Y., Brey G.P. Partitioning of trace elements between carbonate-silicate melts and mantle minerals: Experiment and petrological consequences // *Petrology.* 2006. Vol. 14, No. 5. P. 492–514. <https://doi.org/10.1134/S0869591106050055>

Glaser S.M., Foley S.F., Günter D. Trace element compositions of minerals in garnet and spinel peridotite xenoliths from the Vitim volcanic field, Transbaikalia, eastern Siberia // *Lithos.* 1999. Vol. 48. P. 263–285.

Green T.H., Blundy J.D., Adam J., Yaxley G.M. SIMS determination of trace element partition coefficients between garnet, clinopyroxene and hydrous basaltic liquids at 2 – 7.5 GPa and 1080–1200°C // *Lithos.* 2000. Vol. 53. P. 165–187. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(00\)00023-2](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(00)00023-2)

Gregoire M., Moine B.N., O'Reilly S.Y., Gottin J.Y., Giret A. Trace element residence and partitioning in mantle xenoliths metasomatized by highly alkaline, silicate- and carbonate-rich melts (Kerguelen Islands, Indian Ocean) // *J. Petrol.* 2000. Vol. 41. P. 477–509. <https://doi.org/10.1093/ptrology/41.4.477>

Halliday A.N., Lee D.-C., Tommasini S., Davies G.R., Paslick C.R., Fitton J.G., James D.E. Incompatible trace elements in OIB and MORB and source enrichment in the sub-oceanic mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1995. Vol. 133. P. 379–395. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(95\)00097-V](https://doi.org/10.1016/0012-821X(95)00097-V)

Hardarson B.S., Fitton J.G. Increased mantle melting beneath Snaefellsjökull volcano during Late Pliocene deglaciation // *Nature.* 1991. Vol. 353. P. 62–64.

Hart S.R., Dunn T. Experimental cpx/melt partitioning of 24 trace elements // *Contrib. Miner. Petrol.* 1993. Vol. 113. P. 1–8.

Hart S.R., Gaetani G.A. Mantle paradoxes: the sulfide solution // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2006. Vol. 152. P. 295–308.

Hauri E.H., Wagner T.P., Grove T.L. Experimental and natural partitioning of Th, U, Pb and other trace elements between garnet, clinopyroxene and basaltic melts // *Chem. Geol.* 1994. Vol. 117. P. 149–166.

Herzberg C., Asimow P.D., Arndt N. et al. Temperatures in ambient mantle and plumes: Constraints from basalts, picrites, and komatiites // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems.* 2007. Vol. 8. Q02006. [doi:10.1029/2006GC001390](https://doi.org/10.1029/2006GC001390).

Ho K.S., Liu Y., Chen J.C., Yang H.J. Elemental and Sr–Nd–Pb isotopic compositions of late Cenozoic Abaga basalts, Inner Mongolia: implications for petrogenesis and mantle process // *Geochem. J.* 2008. Vol. 42. P. 339–357.

Hofmann A.W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // *Nature.* 1997. Vol. 385. P. 219–229.

Ionov D.A., Dupuy C., O'Reilly S.Y. Carbonated peridotite xenoliths from Spitsbergen: implications for trace-element signature of mantle carbonate metasomatism // *Earth Planet Sci Letters.* 1993. Vol. 119. P. 283–297.

Ionov D.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y. Volatile-bearing minerals and lithophile trace elements in the upper mantle // *Chem. Geol.* 1997. Vol. 141. P. 153–184. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(97\)00061-2](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(97)00061-2)

- Jackson M.G., Becker T.W., Konter J.G. Evidence for a deep mantle source for EM and HIMU domains from integrated geochemical and geophysical constraints // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2018. Vol. 484 P. 154–167.
- Jolivet L., Tamaki K., Fournier M. Japan Sea opening history and mechanism: A synthesis // *J. Geophys. Res.* 1994. Vol. 99, No. B11. P. 22,237–22,259.
- Kennedy A.K., Lofgren G.E., Wasserburg G.J. An experimental study of trace element partitioning between olivine, orthopyroxene and melt in chondrites: equilibrium values and kinetic effects // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1993. Vol. 115. P. 177–195. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(93\)90221-T](https://doi.org/10.1016/0012-821X(93)90221-T)
- Kim K.H., Keisuke N., Tanaka T., Sumino H., Nakamura T., Okuno M., Lock J.B., Youn J.S., Song J. He–Ar and Nd–Sr isotopic compositions of ultramafic xenoliths and host alkali basalts from the Korean peninsula // *Geochemical Journal.* 2005. Vol. 39. P. 341–356.
- Koulakov I., Bushenkova N. Upper mantle structure beneath the Siberian craton and surrounding areas based on regional tomographic inversion of P and PP travel times // *Tectonophysics.* 2010. Vol. 486. P. 81–100.
- Kuritani T., Kimura J.-I., Ohtani E., Miyamoto H., Furuyama K. Transition zone origin of potassic basalts from Wudalianchi volcano, northeast China // *Lithos.* 2013. Vol. 156–159. P. 1–12. doi.org/10.1016/j.lithos.2012.10.010.
- LaTourrette T., Hervig R.L., Holloway J.R. Trace element partitioning between amphibole, phlogopite and basanite melt // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1995. Vol. 135. P. 13–30. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(95\)00146-4](https://doi.org/10.1016/0012-821X(95)00146-4)
- Le Bas M.J. Nephelinitic and basanitic rocks // *J. Petrol.* 1989. Vol. 30, No. 5. P. 1299–1312.
- Le Bas M.J., Streckeisen A.L. The IUGS systematics of igneous rocks // *J. Geol. Soc. London.* 1991. Vol. 148. P. 825–833.
- Litasov K.D., Foley S.F., Litasov Yu.D. Magmatic modification and metasomatism of the subcontinental mantle beneath the Vitim volcanic field (East Siberia): evidence from trace element data on pyroxenite and peridotite xenoliths from Miocene picrobasalt // *Lithos.* 2000. Vol. 54. P. 83–114.
- Liu J., Han J., Fyfe W.S. Cenozoic episodic volcanism and continental rifting in Northeast China and possible link to Japan sea development as revealed by K–Ar geochronology // *Tectonophysics.* 2001. Vol. 339. P. 385–401.
- McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth // *Chemical Geology.* 1995. Vol. 120. P. 223–253.
- Pearce J.A. Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins / Eds. C.J. Hawkesworth and M.J. Norry. *Continental basalts and mantle xenoliths.* Shiva Publishers. 1983. P. 230–249.
- Rasskazov S.V., Brandt S.B., Brandt I.S. Radiogenic isotopes in geologic processes. Springer, 2010. 306 p.
- Rasskazov S.V., Chuvashova I.S. The latest geodynamics in Asia: Synthesis of data on volcanic evolution, lithosphere motion, and mantle velocities in the Baikal-Mongolian region // *Geoscience Frontiers.* 2017. Vol. 8. P. 733–752. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2016.06.009>.
- Rasskazov S., Chuvashova I., Yasnygina T., Saranina E. Mantle evolution of Asia inferred from Pb isotopic signatures of sources for Late Phanerozoic volcanic rocks. *Minerals.* 2020a. Vol. 10, No. 9. P. 739. <https://doi.org/10.3390/min10090739>
- Rasskazov S., Sun Y.-M., Chuvashova I., Yasnygina T., Yang C., Xie Z., Saranina E., Gerasimov N., Vladimirova T. Trace-element and Pb isotope evidence on extracting sulfides from potassic melts beneath Longmenshan and Molabushan volcanoes, Wudalianchi, Northeast China // *Minerals.* 2020b. Vol. 10, No. 9. P. 319. <https://doi.org/10.3390/min10040319>
- Rasskazov S., Taniguchi H. Magmatic response to the Late Phanerozoic plate subduction beneath East Asia / *CNEAS Monograph Series No. 21.* Tohoku University, Japan, 2006. 156 p.
- Rudnick R.L., Fountain D.M. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective // *Reviews of Geophysics.* 1995. Vol. 33, No. 3. P. 267–309.
- Savatenkov V.M., Yarmolyuk V.V., Kudryashova E.A., Kozlovskiy A.M. Sources and geodynamics of Late Cenozoic volcanism of Central Mongolia according to isotope-geochemical studies // *Petrology.* 2010. Vol. 18, No. 3. P. 297–327.
- Şengör A.M., Natal'in B.A. Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis / Yin A., Harrison M. (eds). *The tectonic evolution of Asia.* Cambridge, Cambridge University Press. 1996. Vol. 21. P. 486–640.

- Shaw D.M. Trace element fractionation during anataxis // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1970. Vol. 34. P. 237–243.
- Song Y., Frey F.A., Zhi H. Isotopic characteristics of Hannuoba basalts, eastern China: implications for their petrogenesis and the composition of subcontinental mantle // *Chemical Geology*. 1990. Vol. 85. P. 35–52.
- Sun J.H., Li N. Characteristics and petrogenesis of the Late Cenozoic Dariganga (Mongolia) and Abaga-Dalinuoer (China) basalts // *Acta Petrologica Sinica*. 2023. Vol. 39, No. 1. P. 148–158. (In Chinese)
- Tatsumoto M., Basu A.R., Wankang H., Junwen W., Xie G. Sr, Nd, and Pb isotopes of ultramafic xenoliths in volcanic rocks of Eastern China: enriched components EMI and EMII in subcontinental lithosphere // *Earth Planet. Sci. Letters*. 1992. Vol. 113. P. 107–128.
- Togtokh K., Miao L., Zhang F., Baatar M., Anaad C., Bars A. Major, trace element, and Sr–Nd isotopic geochemistry of Cenozoic basalts in Central-North and East Mongolia: Petrogenesis and tectonic implication // *Geological Journal*. 2019. Vol. 54, No. 6. P. 3660–3680. <https://doi.org/10.1002/gj.3331>
- Xu H., Chen J., Lu Z. Geological and geochemical characteristics of basalts from Hardat Tolgoi Mine, Inner Mongolia, China // *Chin. J. Geochem.* 2014. Vol. 33. P. 145–154. DOI: 10.1007/s11631-014-0670-6
- Xu Z., Wang S., Huang Y., Gao A. Tectonic stress field of China inferred from a large number of small earthquakes // *J. Geophys. Res.* 1992. Vol. 97, No. B8. P. 11867–11877. <https://doi.org/10.1029/91JB00355>
- Yanovskaya T.B., Kozhevnikov V.M. 3D S-wave velocity pattern in the upper mantle beneath the continent of Asia from Rayleigh wave data // *Phys. Earth and Planet. Inter.* 2003. Vol. 138. P. 263–278.
- Wei W., Xu J., Zhao D., Shi Y. East Asia mantle tomography: New insight into plate subduction and intraplate volcanism // *J. of Asian Earth Sciences*. 2012. Vol. 60. P. 88–103. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2012.08.001>
- White W.M. Probing the Earth's deep interior through geochemistry // *Geochemical perspectives*. 2015. Vol. 4, No. 2. P. 251.
- Wiechert U., Ionov D.A., Wedepohl K.H. Spinel peridotite xenoliths from the Atsagin-Dush volcano, Dariganga lava plateau, Mongolia: a record of partial melting and cryptic metasomatism in the upper mantle // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1997. Vol. 126, No. 4. P. 345–364. <https://doi.org/10.1007/s004100050255>
- Zanetti A., Tiepolo M., Oberti R., Vannucci R. Trace-element partitioning in olivine: modelling of a complete data set from a synthetic hydrous basanite melt // *Lithos*. 2004. Vol. 75. P. 39–54. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2003.12.022>
- Zartman R.E., Futa K., Peng Z.C. A comparison of Sr–Nd–Pb isotopes in young and old continental lithospheric mantle: Patagonia and eastern China // *Australian J. Earth Sci.* 1991. Vol. 38. P. 545–557. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2003.12.022>
- Zhang M., Guo Z. Origin of Late Cenozoic Abaga–Dalinuoer basalts, eastern China: Implications for a mixed pyroxenite–peridotite source related with deep subduction of the Pacific slab // *Gondwana Research*. 2016. Vol. 37. P. 130–151. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2016.05.014>
- Zhang M., Guo Z., Liu J., Liu G., Zhang L., Lei M., Zhao W., Ma L., Sepev V., Ventura G. The intraplate Changbaishan volcanic field (China/North Korea): A review on eruptive history, magma genesis, geodynamic significance, recent dynamics and potential hazards // *Earth-Science Reviews*. 2018. Vol. 187. P. 19–52.
- Zhao X., Riisager J., Draeger U., Coe R., Zheng Z. New paleointensity results from Cretaceous basalts of Inner Mongolia, China // *Phys. Earth Planet. Interiors*. 2004. Vol. 141. P. 131–140.
- Zhao Y-W., Li N., Fan Q-C., Zou H., Xu Y-G. Two episodes of volcanism in the Wudalianchi volcanic belt, NE China: Evidence for tectonic controls on volcanic activities // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2014. Vol. 285. P. 170–179. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2014.08.016>
- Zhao Y., Zou H., Li N., Wei W., Yuan C., Fan Q., Zhang X. Petrogenesis of late Cenozoic basalts from Dalinor, Inner Mongolia: Implications for lateral mantle heterogeneity in eastern China // *Lithos*. 2020. Vol. 366. P. 105561. <https://doi.org/10.1016/J.Lithos.2020.105561>
- Zheng Z., Tanaka H., Tatsumi Y., Kono M. Basalt platforms in Inner Mongolia and Hebei Province, northeast China: new K–Ar ages, geochemistry, and revision of palaeomagnetic results // *Geophys. J. Int.* 2002. Vol. 151. P. 654–662.
- Zhi X., Song Y., Frey F.A., Feng J., Zhai M. Geochemistry of Hannuoba basalts, eastern China: constraints on the origin of continental alkalic and tholeiitic basalt // *Chemical Geology*. 1990. Vol. 88,

No. 1/2. P. 1–33. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(90\)90101-C](https://doi.org/10.1016/0009-2541(90)90101-C)

Zhou X.-H, Zhu B.-Q., Liu R.-X. et al. Cenozoic basaltic: rocks in Eastern China // *Continental flood basalts Dordrecht-Boston-London: Kluwer*. 1988. P. 311–330.

Zindler A., Hart S.R. Chemical geodynamics // *Ann. Rev. Earth and Planet. Sci.* 1986. Vol. 14. P. 493–571.

Zou H., Zindler A., Xu X., Qi Q. Major, trace element, and Nd, Sr, and Pb isotope studies of Cenozoic basalts in SE China: mantle sources, regional variations, and tectonic significance // *Chemical Geology*. 2000. Vol. 171. P. 33–47. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(00\)00243](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(00)00243)

References

Adam J., Green T. Trace element partitioning between mica- and amphibole-bearing garnet lherzolite and hydrous basanitic melt: 1. Experimental results and the investigation of controls on partitioning behavior // *Contrib. Miner. Petrol.* 2006. Vol. 152. P. 1–17. <https://doi.org/10.1007/s00410-006-0085-4>

Ageeva L.I., Genshaft Yu.S., Saltykovsky A.Ya. New data on absolute ages of Cenozoic basalts in Mongolia // *Doklady Akademii Nauk USSR*. 1988. Vol. 300, No. 1. P. 166–168.

Allègre C.J. Limitation on the mass exchange between the upper and lower mantle: The evolving convection regime of the Earth // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1997. Vol. 150. P. 1–6. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(97\)00072-1](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(97)00072-1)

Allègre C. The evolution of mantle mixing // *Philos. Trans. R. Soc. Lond.* 2002. Vol. 360. P. 2411–2431. doi:10.1098/rsta.2002.1075.

Arndt N., Leshner C.M., Barnes S.J. Komatiite. Cambridge: Cambridge University Press, 2008. 458 p.

Ashchepkov I.V., Andre L., Downes H., Belyatsky B.A. Pyroxenites and megacrysts from Vitim picrate-basalts (Russia): Polybaric fractionation of rising melts in the mantle? // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2011. Vol. 42. P. 14–37.

Ashchepkov I.V., Travin A.V., Saprykin A.I., Andre L., Gerasimov P.A., Khmelnikova O.S. Age of xenolith-bearing basalts and mantle evolution in the Baikal rift zone // *Russian Geology and Geophysics*. 2003. Vol. 44 (11). P. 1121–1149.

Barruol G., Deschamps A., Deverchere J. et al. Upper mantle flow beneath and around the Hangay dome, Central Mongolia // *Earth Planet. Sci. Letters*.

2008. Vol. 274, N 1–2. P. 221–233 doi:10.1016/j.epsl.2008.07.027

Barry T.L., Ivanov A.V., Rasskazov S.V., Demonerova E.I., Dunai T.J., Davies G.R., Harrison D. Helium isotopes provide no evidence for deep mantle involvement in widespread Cenozoic volcanism across Central Asia // *Lithos*. 2007. Vol. 95. P. 415–424.

Beunon H., Mattielli N., Doucet L.S., Moine B., Debret B. Mantle heterogeneity through Zn systematics in oceanic basalts: Evidence for a deep carbon cycling // *Earth-Science Reviews*. 2020. Vol. 205. P. 103174.

Chen S.-S., Fan Q.-C., Zou H.-B., Zhao Y.-W., Shi R.-D. Geochemical and Sr–Nd isotopic constraints on the petrogenesis of late Cenozoic basalts from the Abaga area, Inner Mongolia, eastern China // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2015. Vol. 305. P. 30–44. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.09.018>

Chen S.-Y., Frey, F.A. Origin of Hawaiian tholeiite and alkalic basalts // *Nature*. 1983. Vol. 302, No. 5911. P. 785–789.

Chen Y., Zhang Y., Graham D., Su S., Deng J. Geochemistry of Cenozoic basalts and mantle xenoliths in Northeast China // *Lithos*. 2007. Vol. 96, No. 1–2. P. 108–126. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2006.09.015>

Choi S.H., Mukasa S.B., Kwon S.-T., Andronikov A.V. Sr, Nd, Pb and Hf isotopic compositions of late Cenozoic alkali basalts in South Korea: Evidence for mixing between the two dominant asthenospheric mantle domains beneath East Asia // *Chemical Geology*. 2006. Vol. 232, No. 3–4. P. 134–151. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2006.02.014>

Chuvashova I.S., Rasskazov S.V., Liu J., Meng F. Sources of K–Na, high- and ultra-K volcanics from the Heilongjiang province, Northeast China: Identification of K–Na–carbonate and K–carbonate–silicate admixtures to the common sub-lithospheric component // *First China–Russia International Meeting on the Central Asian Orogenic Belt and IGCP 592 Workshop Abstracts*. Beijing: Institute of Geology CAS. 2015. P. 10–13.

Chuvashova I., Rasskazov S., Sun Y.-m., Yang C. Origin of melting anomalies in the Japan-Baikal corridor of Asia at the latest geodynamic stage: evolution from the mantle transition layer and generation by lithospheric transtension // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2017a. Vol. 8, No. 3. P. 435–440. <https://doi.org/10.5800/GT-2017-8-3-0256>

- Chuvashova I., Rasskazov S., Yasnygina T. Mid-Miocene thermal impact on the lithosphere by sublithospheric convective mantle material: Transition from high- to moderate-Mg magmatism beneath Vitim Plateau, Siberia // *Geoscience Frontiers*. 2017b. Vol. 8. P. 753–774. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2016.05.011>
- Chuvashova I.S., Rasskazov S.V., Yasnygina T.A., Mikheeva E.A. High-magnesium lavas of the Dariganga volcanic field, South-Eastern Mongolia: petrogenetic model of magmatism at the asthenospheric-lithospheric boundary // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2012. Vol. 4. P. 385–407. <https://doi.org/10.5800/GT-2012-3-4-0081>
- Chuvashova I.S., Rasskazov S.V., Yasnygina T.A., Rudneva N.A. The activation and cessation of Late Cenozoic extension in the lithosphere at the margin of the Baikal Rift Zone: Alternating sources of volcanism in the Vitim Upland // *Volcanology and Seismology*. 2017. Vol. 11. P. 43–77. DOI:10.1134/S0742046316060026
- DeMerts C., Gordon R.G., Argus D.F., Stein S. Current plate motions // *Geophys. J. Int.* 1990. Vol. 101. P. 425–478.
- DeMerts C., Gordon, R.G., Argus, D.F., and Stein, S., Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time-scale on estimates of current plate motions // *Geophys. Res. Lett.* 1994. Vol. 21. P. 2191–2194.
- Devyatkin E.V. Cenozoic of Inner Asia (stratigraphy, geochronology, correlation). Transactions of the Joint Soviet-Mongolian geological expedition. Vol. 27. Moscow: Nauka, 1981. 196 p.
- Dupuy C., Liotaed J.M., Dostal J. Zr/Hf fractionation in interplate basaltic rocks: Carbonate metasomatism in the mantle source // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1992. Vol. 56. P. 2417–2423. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(92\)90198-R](https://doi.org/10.1016/0016-7037(92)90198-R)
- Essomba P., Chazot G., Ngongang N.B.T., Agrani A., Kamgang P., Bellon H., Nonnotte P., Wotchoko P., Badriyo I. The Bafoussam volcanic series: origin and evolution of the volcanism along the Cameroon volcanic line // *Acta Geochim.* 2022. Vol. 41, No. 6. P. 1049–1068. <https://doi.org/10.1007/s11631-022-00560-z>
- Fan Q-C., Chen S-S., Zhao Y-W., Zou H-B., Li N., Sui J-L. Petrogenesis and evolution of Quaternary basaltic rocks from the Wulanhada area, North China // *Lithos*. 2014. Vol. 206–207. P. 289–302.
- Foley S.F., Jackson S.E., Fryer B.J., Greenough I.D., Jenner G.A. Trace element partition coefficients for clinopyroxene and phlogopite in an alkaline lamprophyre from Newfoundland by LAM-ICP-MS // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1996. Vol. 60. P. 629–638. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(95\)00422-X](https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00422-X)
- Genshaft Yu.S., Saltykovsky A.Ya. The catalogue of inclusions of deep-seated rocks and minerals in Mongolian basalts. Transactions of the Joint Soviet-Mongolian geological expedition. Vol. 46. Moscow, Nauka, 1990. 71 p.
- Genshaft Yu.S., Saltykovsky A.Ya. About the kimberlite type of inclusions in alkaline basalts of Dariganga // *Doklady Akademii Nauk USSR*. 1985. Vol. 282, No 5. P. 1200–1205.
- Genshaft Yu.S., Klimenko G.V., Saltykovsky A.Ya. Ageeva L.I. New data on the composition and age of Cenozoic volcanics in Mongolia // *Doklady Akademii Nauk USSR*. 1990. Vol. 311, No 2. P. 420–424.
- Girnis A.V., Bulatov V.K., Lahaye Y., Brey G.P. Partitioning of trace elements between carbonate-silicate melts and mantle minerals: Experiment and petrological consequences // *Petrology*. 2006. Vol. 14, No. 5. P. 492–514. <https://doi.org/10.1134/S0869591106050055>
- Glaser S.M., Foley S.F., Günter D. Trace element compositions of minerals in garnet and spinel peridotite xenoliths from the Vitim volcanic field, Transbaikalia, eastern Siberia // *Lithos*. 1999. Vol. 48. P. 263–285.
- Green T.H., Blundy J.D., Adam J., Yaxley G.M. SIMS determination of trace element partition coefficients between garnet, clinopyroxene and hydrous basaltic liquids at 2 – 7.5 GPa and 1080–1200°C // *Lithos*. 2000. Vol. 53. P. 165–187. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(00\)00023-2](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(00)00023-2)
- Gregoire M., Moine B.N., O'Reilly S.Y., Gottin J.Y., Giret A. Trace element residence and partitioning in mantle xenoliths metasomatized by highly alkaline, silicate- and carbonate-rich melts (Kerguelen Islands, Indian Ocean) // *J. Petrol.* 2000. Vol. 41. P. 477–509. <https://doi.org/10.1093/petrology/41.4.477>
- Halliday A.N., Lee D.-C., Tommasini S., Davies G.R., Paslick C.R., Fitton J.G., James D.E. Incompatible trace elements in OIB and MORB and source enrichment in the sub-oceanic mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1995. Vol. 133. P. 379–395. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(95\)00097-V](https://doi.org/10.1016/0012-821X(95)00097-V)
- Hardarson B.S., Fitton J.G. Increased mantle melting beneath Snaefellsjökull volcano during Late Pleistocene deglaciation // *Nature*. 1991. Vol. 353. P. 62–64.

- Hart S.R., Dunn T. Experimental cpx/melt partitioning of 24 trace elements // *Contrib. Miner. Petrol.* 1993. Vol. 113. P. 1–8.
- Hart S.R., Gaetani G.A. Mantle paradoxes: the sulfide solution // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2006. Vol. 152. P. 295–308.
- Hauri E.H., Wagner T.P., Grove T.L. Experimental and natural partitioning of Th, U, Pb and other trace elements between garnet, clinopyroxene and basaltic melts // *Chem. Geol.* 1994. Vol. 117. P. 149–166.
- Herzberg C., Asimow P.D., Arndt N. et al. Temperatures in ambient mantle and plumes: Constraints from basalts, picrites, and komatiites // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems.* 2007. Vol. 8. Q02006. doi:10.1029/2006GC001390.
- Ho K.S., Liu Y., Chen J.C., Yang H.J. Elemental and Sr–Nd–Pb isotopic compositions of late Cenozoic Abaga basalts, Inner Mongolia: implications for petrogenesis and mantle process // *Geochem. J.* 2008. Vol. 42. P. 339–357.
- Hofmann A.W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // *Nature.* 1997. Vol. 385. P. 219–229.
- Ionov D.A., Dupuy C., O'Reilly S.Y. Carbonated peridotite xenoliths from Spitsbergen: implications for trace-element signature of mantle carbonate metasomatism // *Earth Planet Sci Letters.* 1993. Vol. 119. P. 283–297.
- Ionov D.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y. Volatile-bearing minerals and lithophile trace elements in the upper mantle // *Chem. Geol.* 1997. Vol. 141. P. 153–184. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(97\)00061-2](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(97)00061-2)
- Jackson M.G., Becker T.W., Konter J.G. Evidence for a deep mantle source for EM and HIMU domains from integrated geochemical and geophysical constraints // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2018. Vol. 484 P. 154–167.
- Jolivet L., Tamaki K., Fournier M. Japan Sea opening history and mechanism: A synthesis // *J. Geophys. Res.* 1994. Vol. 99, No. B11. P. 22,237–22,259.
- Kennedy A.K., Lofgren G.E., Wasserburg G.J. An experimental study of trace element partitioning between olivine, orthopyroxene and melt in chondrites: equilibrium values and kinetic effects // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1993. Vol. 115. P. 177–195. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(93\)90221-T](https://doi.org/10.1016/0012-821X(93)90221-T)
- Kim K.H., Keisuke N., Tanaka T., Sumino H., Nakamura T., Okuno M., Lock J.B., Youn J.S., Song J. He–Ar and Nd–Sr isotopic compositions of ultramafic xenoliths and host alkali basalts from the Korean peninsula // *Geochemical Journal.* 2005. Vol. 39. P. 341–356.
- Kononova V.A., Ivanenko V.V., Karpenko M.I. New data on the K–Ar ages of Cenozoic continental basalts of the Baikal Rift System // *Doklady Akademii Nauk USSR.* 1988. Vol. 303, No. 2. P. 454–457.
- Korina N.A., Pevzner M.A., Chichagov V.P. Paleomagnetic studies in the Dariganga volcanic region in Southeast Mongolia / Paleomagnetic analysis in study of Quaternary deposits and volcanic rocks. M.: Nauka, 1973. P. 88–96.
- Koulakov I., Bushenkova N. Upper mantle structure beneath the Siberian craton and surrounding areas based on regional tomographic inversion of P and PP travel times // *Tectonophysics.* 2010. Vol. 486. P. 81–100.
- Kozhevnikov V.M., Sereckina A.I., Solovey O.A. 3D mantle structure of Central Asia from Rayleigh wave group velocity dispersion // *Russian Geology and Geophysics.* 2014. Vol. 55, No. 10. P. 1239–1247. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rgg.2014.09.010>
- Kuritani T., Kimura J.-I., Ohtani E., Miyamoto H., Furuyama K. Transition zone origin of potassic basalts from Wudalianchi volcano, northeast China // *Lithos.* 2013. Vol. 156–159. P. 1–12. doi.org/10.1016/j.lithos.2012.10.010.
- Kutolin V.A. On the order and temperatures of crystallization of minerals in basic rocks // *Geology and Geophysics.* 1966. No. 11. P. 42–51.
- LaTourrette T., Hervig R.L., Holloway J.R. Trace element partitioning between amphibole, phlogopite and basanite melt // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1995. Vol. 135. P. 13–30. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(95\)00146-4](https://doi.org/10.1016/0012-821X(95)00146-4)
- Le Bas M.J. Nephelinitic and basanitic rocks // *J. Petrol.* 1989. Vol. 30, No. 5. P. 1299–1312.
- Le Bas M.J., Streckeisen A.L. The IUGS systematics of igneous rocks // *J. Geol. Soc. London.* 1991. Vol. 148. P. 825–833.
- Litasov K.D., Foley S.F., Litasov Yu.D. Magmatic modification and metasomatism of the subcontinental mantle beneath the Vitim volcanic field (East Siberia): evidence from trace element data on pyroxenite and peridotite xenoliths from Miocene picrobasalt // *Lithos.* 2000. Vol. 54. P. 83–114.
- Liu J., Han J., Fyfe W.S. Cenozoic episodic volcanism and continental rifting in Northeast China and possible link to Japan sea development as revealed

freer K–Ar geochronology // *Tectonophysics*. 2001. Vol. 339. P. 385–401.

McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth // *Chemical Geology*. 1995. Vol. 120. P. 223–253.

Mordvinova V.V., Deschamps A., Dugarmaa T., Deverchère J., Ulziibat M., Sankov V.A., Artem'eva A.A., Perrot J. Velocity structure of the lithosphere on the 2003 Mongolian-Baikal transect from SV waves // *Izvestiya Physics of the Solid Earth*. 2007. Vol. 43. No 2. P. 119–129.
<https://doi.org/10.1134/S1069351307020036>

Mordvinova V.V., Kobelev M.M., Khritova M.A., Turutanov E.Kh., Kobeleva E.A., Trynkova D.S., Tsydyпова L.R. The deep velocity structure of the southern margin of the Siberian Craton with respect to Baikal rifting // *Doklady Earth Science*. 2019. Vol. 484, No 2. P. 66–70.
<https://doi.org/10.1134/S1028334X19010033>

Mordvinova V.V., Kobelev M.M., Treussov A.V., Khritova M.A., Trynkova D.S., Kobeleva E.A., Lukhneva O.F. Deep structure of the Siberian Platform – Central Asian Mobile Belt transition zone from teleseismic data // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2016. Vol. 7. P. 85–103.
<https://doi.org/10.5800/GT-2016-7-1-0198>

Nagibina M.S. Late Mesozoic structures of Eastern Mongolia. In: *Mesozoic and Cenozoic tectonics and magmatism of Mongolia*. Transactions of the Joint Soviet-Mongolian Research Geological Expedition. Vol. 11, Moscow, Nauka, 1975. 307 p.

Nagibina M.S., Shuvalov V.F., Martinson G.G. The main features of stratigraphy and the history of the development of Mesozoic structures in Mongolia. In: *The main problems of the geology of Mongolia*. Transactions of the Joint Soviet-Mongolian Research Geological Expedition Vol. 22, Moscow, Nauka, 1977. P. 76–91.

Pearce J.A. Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins / Eds. C.J. Hawkesworth and M.J. Norry. *Continental basalts and mantle xenoliths*. Shiva Publishers. 1983. P. 230–249.

Rasskazov S.V. Hot spot volcanism and structure of the western part of the Baikal rift system // *Russian Geology and Geophysics*. 1991. Vol. 32, No. 9. P. 72–81.

Rasskazov S.V. Comparison of volcanism and recent hotspot structures of Yellowstone and Eastern Sayan // *Russian Geology and Geophysics*. 1994. Vol. 35, No. 10. P. 67–75.

Rasskazov S.V., Bowring S.A., Housh T., Demonterova E.I., Logatchev N.A., Ivanov A.V., Saranina E.V., Maslovskaya M.N. Isotopic systematics of Pb, Nd and Sr in the heterogeneous continental lithosphere over the region of the convecting mantle // *Doklady Earth Science*. 2002. Vol. 387, No. 4. P. 519–523.

Rasskazov S.V., Brandt S.B., Brandt I.S. *Radiogenic isotopes in geologic processes*. Springer, 2010. 306 p.

Rasskazov S.V., Chuvashova I.S. The latest geodynamics in Asia: Synthesis of data on volcanic evolution, lithosphere motion, and mantle velocities in the Baikal-Mongolian region // *Geoscience Frontiers*. 2017. Vol. 8. P. 733–752.
<https://doi.org/10.1016/j.gsf.2016.06.009>.

Rasskazov S.V., Chuvashova I.S. *Volcanism and transtension in the northeastern Baikal Rift System*. Novosibirsk, Academic Publishing House «GEO», 2018. 384 p. <https://doi.org/10.21782/B978-5-6041446-3-3>

Rasskazov S., Taniguchi H. *Magmatic response to the Late Phanerozoic plate subduction beneath East Asia / CNEAS Monograph Series No. 21*. Tohoku University, Japan, 2006. 156 p.

Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Liu J., Meng F., Yasnygina T.A., Fefelov N.N., Saranina E.V. Proportions of lithospheric and asthenospheric components in Late Cenozoic K and K–Na lavas in Heilongjiang Province, Northeastern China // *Petrology*. 2011. Vol. 19 (6). P. 599–631.
<https://doi.org/10.1134/S0869591111050031>

Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Yasnygina T.A., Fefelov N.N., Saranina E.V. Potassic and potassic–sodic volcanic series in the Cenozoic of Asia. Academic Publishing House "GEO", Novosibirsk, 2012. 351 p.

Rasskazov S., Chuvashova I., Yasnygina T., Saranina E. Mantle evolution of Asia inferred from Pb isotopic signatures of sources for Late Phanerozoic volcanic rocks. *Minerals*. 2020a. Vol. 10, No. 9. P. 739. <https://doi.org/10.3390/min10090739>

Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Yasnygina T.A., Saranina E.V., Bokareva A.A. Compositional variability of deep-seated spinel peridotite xenoliths from Late Cenozoic basalts of the Shiliin-Bogd and Achagiin-Dush volcanoes of Southeast Mongolia: reconstruction of processes in the continental lithospheric mantle // *Geology and Environment*. 2022. Vol. 2, No. 3. P. 30–63.
<https://doi.org/10.26516/2541-9641.2022.3.30>

- Rasskazov S.V., Logatchev N.A., Brandt I.S., Brandt S.B., Ivanov A.V. Geochronology and geodynamics of the late Cenozoic (Southern Siberia – South and East Asia). Novosibirsk: Nauka, 2000. 288 p.
- Rasskazov S.V., Logatchev N.A., Kozhevnikov V.M., Yanovskaya T.B. Multistage dynamics of the upper mantle in eastern Asia: Relationships between wandering volcanism and low-velocity anomalies // *Doklady Earth Science*. 2003. Vol. 390, No 4. P. 492–496.
- Rasskazov S., Sun Y-M., Chuvashova I., Yasnygina T., Yang C., Xie Z., Saranina E., Gerashimov N., Vladimirova T. Trace-element and Pb isotope evidence on extracting sulfides from potassic melts beneath Longmenshan and Molabushan volcanoes, Wudalianchi, Northeast China // *Minerals*. 2020b. Vol. 10, No. 9. P. 319. <https://doi.org/10.3390/min10040319>
- Rudnick R.L., Fountain D.M. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective // *Reviews of Geophysics*. 1995. Vol. 33, No. 3. P. 267–309.
- Saltykovsky A.Ya., Genshaft Yu.S. Mantle and volcanism of southeastern Mongolia (Dariganga plateau). Moscow, Nauka, 1984. 201 p.
- Saltykovsky A.Ya., Genshaft Yu.S. Cenozoic geodynamics of volcanism of the South-East Mongolia. Transactions of the Joint Soviet-Mongolian geological expedition. Vol. 42. Moscow, Nauka, 1985. 135 p.
- Sankov V.A., Parfeevets A.V., Lukhnev A.V., Miroshnichenko A.I., Ashurkov S.V. Late Cenozoic geodynamics and mechanical coupling of crustal and upper mantle deformations in the Mongolia-Siberia mobile area // *Geotectonics*. 2011. Vol. 45, No. 5. P. 378–393. <https://doi.org/10.1134/S0016852111050049>
- Savatenkov V.M., Yarmolyuk V.V., Kudryashova E.A., Kozlovskiy A.M. Sources and geodynamics of Late Cenozoic volcanism of Central Mongolia according to isotope-geochemical studies // *Petrology*. 2010. Vol. 18, No. 3. P. 297–327.
- Şengör A.M., Natal'in B.A. Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis / Yin A., Harrison M. (eds). The tectonic evolution of Asia. Cambridge, Cambridge University Press. 1996. Vol. 21. P. 486–640.
- Shaw D.M. Trace element fractionation during anatexis // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1970. Vol. 34. P. 237–243.
- Sizykh Yu.I. Complex scheme of the chemical analysis of rock and mineral samples. Institute of the Earth's Crust, SB RAS, Irkutsk, 1985. 50 p.
- Song Y., Frey F.A., Zhi H. Isotopic characteristics of Hannuoba basalts, eastern China: implications for their petrogenesis and the composition of subcontinental mantle // *Chemical Geology*. 1990. Vol. 85. P. 35–52.
- Sun J.H., Li N. Characteristics and petrogenesis of the Late Cenozoic Dariganga (Mongolia) and Abaga-Dalinuoer (China) basalts // *Acta Petrologica Sinica*. 2023. Vol. 39, No. 1. P. 148–158. (In Chinese)
- Syrnev I.P. East Mongolian plain. In: Geomorphology of the Mongolian People's Republic. Transactions of the Joint Soviet-Mongolian Research Geological Expedition Vol 28. Moscow, Nauka, 1982. P. 166–176.
- Syrnev I.P., Malaeva E.M., Kramarenko G.S., Leflat O.N. On the paleogeography of the Tamtsag Depression in the east of the Mongolian People's Republic in the Middle Pleistocene / *Bulletin of the commission for the study of the Quaternary period*. 1986. Vol. 55. P. 35–44.
- Tatsumoto M., Basu A.R., Wankang H., Junwen W., Xie G. Sr, Nd, and Pb isotopes of ultramafic xenoliths in volcanic rocks of Eastern China: enriched components EMI and EMII in subcontinental lithosphere // *Earth Planet. Sci. Letters*. 1992. Vol. 113. P. 107–128.
- Togtokh K., Miao L., Zhang F., Baatar M., Anaad C., Bars A. Major, trace element, and Sr–Nd isotopic geochemistry of Cenozoic basalts in Central-North and East Mongolia: Petrogenesis and tectonic implication // *Geological Journal*. 2019. Vol. 54, No. 6. P. 3660–3680. <https://doi.org/10.1002/gj.3331>
- Vlodavets V.I. About some features of the Cenozoic volcanism of the Dariganga region in Mongolia / *Problems of geology of Asia*. Vol. 2. Publishing House of the USSR Academy of Sciences, Moscow, 1955. P. 679–685.
- Xu H., Chen J., Lu Z. Geological and geochemical characteristics of basalts from Hardat Tolgoi Mine, Inner Mongolia, China // *Chin. J. Geochem.* 2014. Vol. 33. P. 145–154. <https://doi.org/10.1007/s11631-014-0670-6>
- Xu Z., Wang S., Huang Y., Gao A. Tectonic stress field of China inferred from a large number of small earthquakes // *J. Geophys. Res.* 1992. Vol. 97, No. B8. P. 11867–11877. <https://doi.org/10.1029/91JB00355>

- Yanovskaya T.B., Kozhevnikov V.M. 3D S-wave velocity pattern in the upper mantle beneath the continent of Asia from Rayleigh wave data // *Phys. Earth and Planet. Inter.* 2003. Vol. 138. P. 263–278.
- Yarmolyuk V.V., Kudryashova E.A., Kozlovsky A.M., Savatenkov V.M. Late Cretaceous – Early Cenozoic volcanism of Southern Mongolia: A Trace of the South Khangai mantle hot spot // *Volcanology and Seismology.* 2007. Vol. 1, No. 1. P. 1–27. <https://doi.org/10.1134/S0742046307010010>
- Yasnygina T.A., Markova M.E., Rasskazov S.V., Pakhomova N.N. Determination of rare earth elements, Y, Zr, Nb, Hf, Ta, and Th in geological reference materials of the DV series by ICP-MS // *Zavodskaya Laboratoriya. Diagnostika materialov.* 2015. Vol. 81, No. 2. P. 10–20.
- Wei W., Xu J., Zhao D., Shi Y. East Asia mantle tomography: New insight into plate subduction and intraplate volcanism // *J. of Asian Earth Sciences.* 2012. Vol. 60. P. 88–103. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2012.08.001>
- White W.M. Probing the Earth's deep interior through geochemistry // *Geochemical perspectives.* 2015. Vol. 4, No. 2. P. 251.
- Wiechert U., Ionov D.A., Wedepohl K.H. Spinel peridotite xenoliths from the Atsagin-Dush volcano, Dariganga lava plateau, Mongolia: a record of partial melting and cryptic metasomatism in the upper mantle // *Contributions to Mineralogy and Petrology.* 1997. Vol. 126, No 4. P. 345–364. <https://doi.org/10.1007/s004100050255>
- Zanetti A., Tiepolo M., Oberti R., Vannucci R. Trace-element partitioning in olivine: modelling of a complete data set from a synthetic hydrous basanite melt // *Lithos.* 2004. Vol. 75. P. 39–54. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2003.12.022>
- Zartman R.E., Futa K., Peng Z.C. A comparison of Sr–Nd–Pb isotopes in young and old continental lithospheric mantle: Patagonia and eastern China // *Australian J. Earth Sci.* 1991. Vol. 38. P. 545–557.
- Zhang M., Guo Z. Origin of Late Cenozoic Abaga–Dalinoer basalts, eastern China: Implications for a mixed pyroxenite–peridotite source related with deep subduction of the Pacific slab // *Gondwana Research.* 2016. Vol. 37. P. 130–151. doi: 10.1016/j.jofgroup2016.05.014
- Zhang M., Guo Z., Liu J., Liu G., Zhang L., Lei M., Zhao W., Ma L., Sepev V., Ventura G. The intraplate Changbaishan volcanic field (China/North Korea): A review on eruptive history, magma genesis, geodynamic significance, recent dynamics and potential hazards // *Earth-Science Reviews.* 2018. Vol. 187. P. 19–52.
- Zhao X., Riisager J., Draeger U., Coe R., Zheng Z. New paleointensity results from Cretaceous basalts of Inner Mongolia, China // *Phys. Earth Planet. Interiors.* 2004. Vol. 141. P. 131–140.
- Zhao Y.-W., Li N., Fan Q.-C., Zou H., Xu Y.-G. Two episodes of volcanism in the Wudalianchi volcanic belt, NE China: Evidence for tectonic controls on volcanic activities // *Journal of Volcanology and Geothermal Research.* 2014. Vol. 285. P. 170–179. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2014.08.016>
- Zhao Y., Zou H., Li N., Wei W., Yuan C., Fan Q., Zhang X. Petrogenesis of late Cenozoic basalts from Dalinor, Inner Mongolia: Implications for lateral mantle heterogeneity in eastern China // *Lithos.* 2020. Vol. 366. P. 105561. <https://doi.org/10.1016/J.Lithos.2020.105561>
- Zheng Z., Tanaka H., Tatsumi Y., Kono M. Basalt platforms in Inner Mongolia and Hebei Province, northeast China: new K–Ar ages, geochemistry, and revision of palaeomagnetic results // *Geophys. J. Int.* 2002. Vol. 151. P. 654–662.
- Zhi X., Song Y., Frey F.A., Feng J., Zhai M. Geochemistry of Hannuoba basalts, eastern China: constraints on the origin of continental alkalic and tholeiitic basalt // *Chemical Geology.* 1990. Vol. 88, No. 1/2. P. 1–33. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(90\)90101-C](https://doi.org/10.1016/0009-2541(90)90101-C)
- Zhou X.-H., Zhu B.-Q., Liu R.-X. et al. Cenozoic basaltic: rocks in Eastern China // *Continental flood basalts Dordrecht-Boston-London: Kluwer.* 1988. P. 311–330.
- Zindler A., Hart S.R. Chemical geodynamics // *Ann. Rev. Earth and Planet. Sci.* 1986. Vol. 14. P. 493–571.
- Zou H., Zindler A., Xu X., Qi Q. Major, trace element, and Nd, Sr, and Pb isotope studies of Cenozoic basalts in SE China: mantle sources, regional variations, and tectonic significance // *Chemical Geology.* 2000. Vol. 171. P. 33–47. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(00\)00243-6](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(00)00243-6)

Рассказов Сергей Васильевич,
доктор геолого-минералогических наук, профессор,
664025, Иркутск, ул. Ленина, д. 3,

Иркутский государственный университет,
геологический факультет,
заведующий кафедрой динамической геологии,
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,

*Институт земной коры СО РАН,
заведующий лабораторией изотопии и геохро-
нологии,*

*тел.: (3952) 51–16–59,
email: rassk@crust.irk.ru.*

Rasskazov Sergei Vasilievich,

*doctor of geological and mineralogical sciences,
professor,*

*664025, Irkutsk, Lenin st., 3,
Irkutsk State University, Faculty of Geology,
Head of Dynamic Geology Char,*

*664033, Irkutsk, Lermontov st., 128,
Institute of the Earth's Crust SB RAS,*

*Head of Laboratory for Isotopic and Geochrono-
logical Studies,*

*тел.: (3952) 51–16–59,
email: rassk@crust.irk.ru.*

Чувашова Ирина Сергеевна,

*кандидат геолого-минералогических наук,
664025, Иркутск, ул. Ленина, д. 3,
Иркутский государственный университет,
геологический факультет,*

*Доцент кафедры динамической геологии,
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,*

*Институт земной коры СО РАН,
старший научный сотрудник,*

*тел.: (3952) 51–16–59,
email: chuvashova@crust.irk.ru.*

Chuvashova Irina Sergeevna,

*candidate of geological and mineralogical sci-
ences,*

664025, Irkutsk, Lenin st., 3,

*Irkutsk State University, Faculty of Geology,
Associate Professor of the Dynamic Geology*

chair,

*664033, Irkutsk, Lermontov st., 128,
Institute of the Earth's Crust SB RAS,*

Senior Researcher,

tel.: (3952) 51–16–59,

email: chuvashova@crust.irk.ru.

Ясныгина Татьяна Александровна,

*кандидат геолого-минералогических наук,
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,*

*Институт земной коры СО РАН,
старший научный сотрудник,*

*тел.: (3952) 51–16–59,
email: ty@crust.irk.ru.*

Yasnygina Tatyana Alexandrovna,

*candidate of geological and mineralogical sci-
ences,*

*664033, Irkutsk, Lermontov st., 128,
Institute of the Earth's Crust SB RAS,*

*Senior Researcher,
тел.: (3952) 51–16–59,
email: ty@crust.irk.ru.*

Саранина Елена Владимировна,

*кандидат геолого-минералогических наук,
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,
Институт земной коры СО РАН,*

ведущий инженер,

*664033, Иркутск, ул. Фаворского, д. 1 "А",
Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО*

РАН,

email: e_v_sar@mail.ru.

Saranina Elena Vladimirovna,

*candidate of geological and mineralogical sci-
ences,*

*664033, Irkutsk, Lermontov st., 128,
Institute of the Earth's Crust SB RAS,*

Lead Engineer,

*664033, Irkutsk, st. Favorskogo, 1 "A",
A.P. Vinogradov Institute of Geochemistry SB*

RAS,

email: e_v_sar@mail.ru.